

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ДЕРЖАВНИЙ ВИЩИЙ НАВЧАЛЬНИЙ ЗАКЛАД
«УЖГОРОДСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ»
ГЕОГРАФІЧНИЙ ФАКУЛЬТЕТ
Кафедра лісівництва

Мойш Н. І.

ГРУНТОЗНАВСТВО

КУРС ЛЕКЦІЙ

*Для студентів спеціальності
«лісове та садово-паркове господарство»*



УДК 6 31.4(075.8)
ББК П 342.5273
М 74

Мойш Н. І.

Ґрунтознавство: Курс лекцій. – Ужгород: Гражда, 2011. – 368 с.
Автором узагальнено науковий та методичний матеріал у вигляді курсу лекцій за окремими послідовно пов'язаними темами. Рекомендовано для студентів спеціальності «Лісове та садово-паркове господарство», «Геодезія, картографія та землеустрій».

Укладач:

Мойш Н. І., старший викладач
кафедри лісівництва УжНУ

Рецензенти:

Шувар І. А.,
ректор Інституту управління природними ресурсами,
доктор с.-г. наук, професор,
академік АН ВО України і МАНЕБ

Калинич І. В.,
директор УФ ДП «Закарпатгеодезцентр», к.т.н.

*Рекомендовано до друку Редакційно видавничою радою
Ужгородського національного університету
(протокол №1 від 23.02.2011 р.).*

ISBN 978-966-176-054-6

© Мойш Н. І., 2011

Ґрунтознавство – наука про ґрунти, їх утворення, будову, склад і властивостях, закономірностях їх географічного поширення, процесах взаємозв'язку з зовнішнім середовищем, що визначає їх основну властивість – родючість а також шлях раціонального їх використання і охорони. Особлива роль у ґрунтоутворенні належить живим організмам, насамперед зеленим рослинам і мікроорганізмам. Завдяки їх впливу відбуваються важливі процеси перетворення гірської породи у ґрунт і формування її родючості. В ґрунті відбувається накопичення і концентрація елементів зольного і азотного живлення рослин, синтез і руйнування органічної речовини, взаємодія продуктів життєдіяльності рослин і мікроорганізмів з мінеральними сполуками породи і т.п. Різноманітність природних умов, різний вік окремих територій обумовлюють різноманіття ґрунтів у природі. Завдяки своїм особливим якостям ґрунт відіграє важливу роль в житті органічного світу. Являючись продуктом і елементом ландшафту – особливим природним тілом, він виступає, як важливе середовище в розвитку природи земної кулі. Разом з тим, завдяки своїм властивостям зокрема родючості, ґрунт виступає, як основний засіб виробництва у сільському господарстві. Ґрунтознавство є широкою природно науковою дисципліною і має зв'язки з фундаментальними науками, методами ґрунтознавства користуються природничі, сільськогосподарські і економічні науки. Найбільш важливими розділами ґрунтознавства, які необхідно знати студентам спеціальності лісове господарство є: вчення про формування і розвиток ґрунтів, вчення про ґрунтоутворюючий процес і роль живих організмів у формуванні ґрунтів, вчення про родючість ґрунтів, характеристика основних фізичних і фізико-хімічних властивостей. Важливим розділом є класифікація і діагностика ґрунтів, географічні закономірності поширення ґрунтів екологічна роль ґрунтів і їх охорона.

ЛЕКЦІЯ 1.

Ґрунтознавство як наука.

Предмет, структура, методи дослідження.

Завдання та історія розвитку ґрунтознавства.

1.1. Ґрунтознавство як наука

Людина завжди поняття про ґрунт пов'язувала із землеробством. Спочатку ґрунт ототожнювали з поняттям «земля» – ділянкою поверхні, на якій проживає людина. В ХІХ ст. його переважно розглядали як орний шар, на якому вкорінюються рослини (так звана агрономічна точка зору), а також як геологічне утворення.

Наукове ґрунтознавство було створено завдяки працям В.В. Докучаєва (1846-1903). Він дав перше наукове визначення ґрунту у праці «Лекції з ґрунтознавства» (1901): «ґрунтом треба називати «денні» або зовнішні горизонти гірських порід (усе одних), природно змінених сумісною дією води, повітря і різного роду організмів, живих і мертвих». Учений ставив ґрунт у ряд самостійних природних тіл, які якісно відрізняються від інших. Це тіло історичне, має свій вік, історію утворення. Воно пов'язане з іншими явищами й природними тілами. Будучи дуже прогресивним, докучаєвське визначення ґрунту все ж не було достатньо повним для уяви про ґрунт як про самостійне природне тіло. Зокрема, згідно з визначенням В.В.Докучаєва, встановити різницю між ґрунтом і корою вивітрювання неможливо.

Одночасно з докучаєвським напрямком, у якому ґрунт розглядався перш за все як самостійне природно-історичне тіло, в російській науці розвивався й інший, пов'язаний з іменами **П.А.Костичева** та **В.Р.Вільямса**. Ці вчені звертали свою увагу, в першу чергу, на функції ґрунту, пов'язані з рослинами, що ростуть на ньому. У своєму підручнику П.А.Костичев писав: «... ми перш за все виділяємо верхній шар землі до тієї глибини, до якої доходить головна маса рослинних коренів, і називаємо цей шар ґрунтом». Це визначення обмежене, оскільки в ньому не йдеться про інші функціональні властивості ґрунту. В.Р.Вільямс, будучи за своїми поглядами ґрунтознавцем-докучаєвцем, бачив обмеженість визначення П.А.Костичева й шукав ту головну властивість ґрунту, що відрізняє його від усіх інших природних тіл. Він вважав, що ця властивість – родючість, тобто здатність ґрунту безперервно постачати рослини необхідним запасом води та їжі. За В.Р.Вільямсом, «ґрунт – це пухкий поверхневий горизонт суші земної кулі, здатний продукувати врожай рослин». Проте і це визначення явно одностороннє.

Підходи і В.В.Докучаєва, і В.Р.Вільямса, будучи неповними, взаємно доповнюють один одного, характеризуючи в цілому російську школу ґрунтознавства. Одну з перших спроб об'єднати ці визначення зробив **Д.Г.Віленський** (1945): «Ґрунт являє собою самостійне тіло природи, утворене шляхом сполучення та взаємодії геологічних процесів із біологічними і яке володіє ... родючістю».

У сучасних підручниках мало уваги приділяється визначенню ґрунту. Найчастіше автори наводять або докучаєвське, або вільямсівське. У тлумачному словнику з агроґрунтознавства **М.І.Лактіонова** (1998) дане близьке до докучаєвського визначення: «Ґрунт – самостійне природно-історичне органо-мінеральне тіло природи, що виникло в результаті дії живих і мертвих організмів та природних вод на поверхневій горизонті гірських порід у різних умовах клімату й рельєфу в гравітаційному полі Землі».

Отже, у вітчизняній ґрунтово-генетичній школі існують у наш час три визначення ґрунту: **функціональне** (В.В.Докучаєва), **атрибутивне** (В.Р.Вільямса) та **комплексні варіанти** Д.Г.Віленського, В.М.Фрідланда, Г.В.Добровольського тощо. У світі, особливо в Європі, більшість дослідників приймають визначення російських шкіл.

Ґрунт – це складна поліфункціональна, полідисперсна, гетерогенна, відкрита чотирифазна структурна система в поверхневій частині кори вивітрювання гірських порід, що володіє родючістю і є комплексною функцією гірської породи, організмів, клімату, рельєфу та часу.

Це визначення найбільш узагальнене та сучасне. Термін «відкрита система» використаний у термодинамічному розумінні й показує, що ґрунт знаходиться в стані постійного обміну речовиною й енергією з навколишнім середовищем. Чому ж ґрунт є «структурною системою»? Тому що він володіє певною будовою – ієрархічною організацією, в якій можна розрізнити декілька структурних рівнів. Під організмами ми розуміємо всю біоту та продукти її функціонування органічного походження, і зокрема людину, яка на сьогодні є потужною геологічною силою.

Ґрунт, поряд з рослинами (фітоценоз), тваринними організмами (зооценоз), мікроорганізмами (мікробоценоз), а також ґрунтовими водами та атмосферним повітрям (кліматоп), є компонентом екосистеми (рис. 1).

Ґрунт розміщується між літосферою, атмосферою й гідросферою, він формує особливу геосферу – педосферу, або ґрунтовий покрив Землі, а також є компонентом біосфери – області поширення життя на Землі. Ґрунт є особливим біокосним тілом природи, тобто таким, що складається як із живої частини (організми), так і з неживої (породи, мінерали, іони тощо).

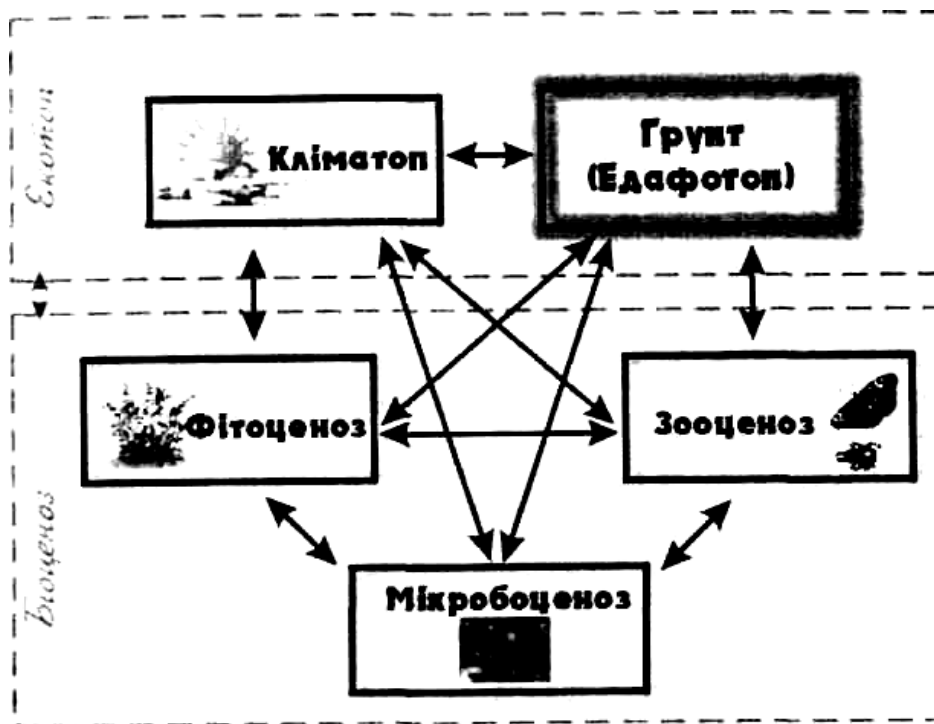


Рис. 1. Місце ґрунту в біогеоценозі

Будь-який фактичний матеріал експериментального характеру, що накопичується людством протягом сотень років, приречений перерости в науку, якщо знайдеться людина, здатна узагальнити його і звести в структуроване вчення. Не виняток і вчення про ґрунт, автором якого став В.В.Докучаєв (1846-1903). У його основу російський геній поклав генезис, тобто походження, розвиток і еволюцію ґрунту як самостійного природного історичного тіла.

Отже, **ґрунтознавство – наука про ґрунти та їх генезис, будову, склад, властивості й географічне поширення; закономірності походження, розвитку, ролі в природі, шляхи й методи їх охорони, родючість, раціональне використання в господарській діяльності людини.**

При пізнанні ґрунтів і ґрунтового покриву планети ґрунтознавство тісно зв'язане з іншими природничими науками, широко використовує їх методичні підходи й досягнення. Серед наук, із якими стикається ґрунтознавство, з одного боку – науки фундаментальні (фізика, хімія, математика), методами яких ґрунтознавство повсякденно користується, з іншого боку – природничі, сільськогосподарські й економічні науки. З останніми ґрунтознавство знаходиться в стані постійного теоретичного обміну. До таких відносять науки геолого-географічного циклу (геологія, мінералогія, петрографія, гідрогеологія, фізична географія, геоботаніка); науки агробіологічного циклу (біологія, екологія, мікробіологія, біохімія, агрохімія, фізіологія рослин, рослинництво,

землеробство, луківництво, лісівництво) і науки аграрно-економічного циклу (економіка, землевпорядкування тощо).

Найбільш важливими розділами ґрунтознавства є:

- 1) учення про формування й розвиток (генезис) ґрунтів;
- 2) учення про ґрунтовий покрив як цілісне просторове утворення, взаємопов'язане із зовнішнім середовищем (екологія та географія ґрунтів);
- 3) учення про родючість ґрунтів і про принципи його регулювання агротехнічними й меліоративними заходами;
- 4) учення про охорону ґрунтового покриву.

Поряд із головними – у складі ґрунтознавства виділяються його фундаментальні розділи за властивостями ґрунтової маси (фізика, хімія, біологія, мінералогія, картографія, систематика, екологія, оцінка, інформатика, родючість, меліорація, ерозія, охорона ґрунтів тощо) і прикладні розділи за формами використання ґрунтів (агрономічне, лісове, меліоративне, санітарне, інженерне, екологічне ґрунтознавство), які мають важливий вплив на розвиток теорії ґрунтознавства. Особливий розділ – класифікація ґрунтів, яка базується на використанні матеріалів усіх розділів ґрунтознавства.

Основними положеннями ґрунтознавства є:

1. Поняття про ґрунт як самостійне природно-історичне тіло, яке формується в часі й просторі під впливом факторів ґрунтоутворення.
2. Учення про фактори та умови ґрунтоутворення (клімат, рельєф, ґрунтоутворюючі породи, живі організми, час).
3. Учення про ґрунтоутворюючий процес як складний комплекс елементарних ґрунтових процесів.
4. Учення про родючість ґрунту – його основну генетичну властивість.
5. Принципи систематики й класифікації ґрунтів.
6. Учення про зональність ґрунтів.

1.2. Предмет, структура, методи дослідження

Методологічною основою науки є діалектичний метод пізнання, що розглядає процеси і системи у постійній динаміці, розвитку та взаємозв'язку.

Ґрунтознавство як наука використовує два основні методичні принципи:

1. **Історико-геоморфологічний**, який зобов'язує враховувати умови, шляхи утворення і вік тих елементів рельєфу, на яких розвинуті ті чи інші види ґрунтів. Різним елементам геоморфології відповідають відмінні за віком і властивостями типи ґрунтів. Подібні геоморфологічні поверхні мають близькі чи однотипові ґрунти.

2. **Ґрунтово-геохімічний методичний підхід** вивчає хімічні процеси ґрунтоутворення в часі і просторі, відтворюючи картину руху, диференціації й акумуляції продуктів ґрунтоутворення в ландшафтах.

Ці два підходи до вивчення ґрунтового покриву здійснюються шляхом використання ряду конкретних методів дослідження ґрунтів.

Профільний метод лежить в основі всіх ґрунтових досліджень. Він потребує вивчення ґрунту з поверхні на всю глибину його товщі, послідовно, по генетичних горизонтах до материнської породи.

Морфологічний метод – ефективний спосіб пізнання властивостей ґрунту за зовнішніми ознаками: забарвленням, структурою, складенням, новоутвореннями, глибиною й послідовністю залягання горизонтів тощо. Він є базисним при проведенні польових ґрунтових досліджень і складає основу польової діагностики ґрунтів. Містить три види морфологічного аналізу: макро- – неозброєним оком; мезо- – із застосуванням лупи й бінокюляра, мікро- – із допомогою мікроскопа.

Порівняльно-географічний метод ґрунтується на зіставленні ґрунтів і відповідних факторів ґрунтоутворення в їх історичному розвитку й просторовому поширенні в різних ландшафтах.

Порівняльно-історичний метод дає можливість дослідити минуле ґрунтів і ґрунтових горизонтів у порівнянні із сучасними процесами. В основі лежить палеоґрунтознавство – наука про минуле ґрунтів.

Метод ґрунтових ключів ґрунтується на детальному генетико-географічному аналізі невеликих репрезентативних ділянок та інтерполяції одержаних таким шляхом висновків на великі території.

Метод ґрунтових монолітів базується на принципі фізичного моделювання ґрунтових процесів (переміщення вологи, солей, обміну іонів) на ґрунтових колонках (монолітах) непорушеної будови.

Метод ґрунтових лізиметрів використовується для вивчення процесів вертикальної міграції речовин у природних ґрунтах із використанням великих посудин.

Метод ґрунтово-режимних спостережень застосовується для вивчення кінетики сучасного ґрунтоутворення на основі замірів тих чи інших параметрів (умісту солей, гумусу, азоту, інших елементів живлення) протягом вегетаційного періоду, року, декількох років через задані проміжки часу.

Балансовий метод використовується при вивченні надходження й витрат речовин в одиниці об'єму ґрунту за визначений проміжок часу.

Метод ґрунтових витяжок базується на тому, що розчинник (вода, розчини різних кислот, лугів або солей різної концентрації, органічні розчинники – спирт, ацетон, бензол) екстрагує з ґрунту визначену групу сполук, елементів. Метод застосовується для вивчення доступних рослинам елементів живлення, фракційного складу ґрунтового гумусу, рухомих сполук у ґрунтах, процесів міграції та акумуляції різних сполук, елементів.

Аерокосмічний метод охоплює візуальне вивчення фотографій земної поверхні, одержаних у різних діапазонах спектра з різної висоти, а також пряме дослідження з літаків і космічних апаратів спектрального відбиття або поглинання ґрунтом в різних областях спектра.

Радіоізотопні методи застосовуються для вивчення міграції елементів на основі мічених атомів (радіоактивних ізотопів); співвідношення різних ізотопів у ґрунтах, використовується для визначення віку ґрунту.

Лабораторно-експериментальні методи (фізичні, фізико-хімічні, хімічні й біологічні аналізи) використовуються для аналізу речовинного складу ґрунтів (гранулометричного, мінералогічного, хімічного тощо).

При дослідженні ґрунтів сучасна наука виходить із концепції ієрархії структурних рівнів організації ґрунту. В ґрунті як системі, що володіє структурною організацією, виділяють такі ієрархічні рівні:

- атомарний – із ним має справу дослідник при вивченні природної та штучної радіоактивності ґрунтів (матеріальними елементами цього рівня будуть радіоактивні ізотопи);

- молекулярний – об'єктами дослідження виступають молекули та іони ґрунтового розчину й повітря, а також ті, що знаходяться на поверхні твердих ґрунтових частинок;

- елементарних ґрунтових частинок (ЕГЧ), які виділяються з ґрунту в процесі гранулометричного аналізу у вигляді фракцій різного розміру;

- ґрунтових агрегатів – містять конкреції, плівки, ортштейни, новоутворення солей гіпсу та вапна;

- ґрунтових горизонтів – усі властивості й параметри ґрунту зв'язані визначеним генетичним горизонтом у границі ґрунтового профілю;

- ґрунтовий профіль (ґрунтовий індивідуум або педон) – або власне ґрунт як особливе тіло природи;

- ґрунтовий покрив (поліпедон) – комбінації різних ґрунтів у природі складають мозаїку ґрунтів.

ґрунтовий покрив являє собою самостійну складну специфічну біологічну оболонку земної кулі, що огортає сушу материків і

мілководдя морів та озер. Педосфера (ґрунтовий покрив) знаходиться в безперервній взаємодії з іншими оболонками планети, бере участь у складних процесах обміну й перетворення енергії й речовини на земній кулі та відіграє велику загально-планетарну (глобальну) роль. Ґрунт виконує глобальні та соціально-економічні функції. Ось найголовніші **глобальні функції ґрунту**:

1) **забезпечення життя на Землі**. Ґрунт – це наслідок життя й одночасно умова його існування. Ґрунт – середовище й умова існування рослинності, тварин і мікроорганізмів. Він забезпечує потреби вищих рослин у живленні, створює таким чином ту біомасу, яка використовується тваринами, мікроорганізмами, людиною;

2) **забезпечення постійної взаємодії великого геологічного та малого біологічного кругообігу (циклів) речовин на земній поверхні**. Життя й ґрунтоутворні процеси на Землі продовжуються мільярди років. За цей час у земній корі сформувались потужні товщі осадових відкладів морського й континентального походження. Потрапляючи на поверхню землі, первинні гірські породи вивітрюються, у верхній частині кори вивітрювання формуються ґрунти, акумулюючи елементи живлення живих організмів. Вони захоплюються з ґрунту рослинами і через ряд трофічних циклів повертаються назад у ґрунт, що і є малим біологічним кругообігом речовин. З ґрунту елементи частково виносяться опадами в гідрографічну сітку, у Світовий океан, де дають початок утворення нових осадових порід, які можуть або вийти знову на поверхню, або метаморфізуватись. Це і є великий геологічний кругообіг;

3) **регулювання хімічного складу атмосфери й гідросфери**. О, С, N, H у різній формі беруть участь у синтезі органічної речовини рослинами, складно перетворюючись у ґрунті, особливо під впливом ґрунтової фауни й мікроорганізмів. Газова фаза ґрунтів знаходиться в стані постійної взаємодії з атмосферним повітрям, віддаючи в нього CO₂, NH₃, NO, N₂, H₂S, метан, водяні пари, поглинаючи гази й особливо – O₂. Кругообіг води на земній кулі охоплює як важливу ланку і ґрунтову вологу. Ґрунтовий покрив отримує атмосферну вологу й через випаровування та транспірацію віддає її в атмосферу. Водні властивості ґрунту визначають у великій мірі процеси руху води, її стік і випаровування. Поверхневий стік і ґрунтові води є основними джерелами живлення рік, морів, океанів. З водою в них надходять мінеральні та гумусові речовини. Отже, хімізм рік пов'язаний з хімізмом ґрунтового покриву;

4) **регулювання біосферних процесів**, зокрема щільності життя на Землі, шляхом динамічного відновлення ґрунтової родючості;

5) **аккумуляція активної органічної речовини й пов'язаної з нею хімічної енергії на земній поверхні.** Ґрунтовий покрив є важливою умовою фотосинтетичної діяльності рослин, які акумулюють колосальну кількість сонячної енергії, зв'язаної у масі рослинної органічної речовини. Рослинність наземних ґрунтів акумулює в рік $\sim 0,5 \cdot 10^{15}$ кВт год енергії шляхом фотосинтезу (В.А.Ковда, 1973). Система ґрунт – рослина – тварина в житті людства є, і ще тривалий час буде головним постачальником трансформованої енергії Сонця.

Виконуючи соціально-економічну функцію, визначне місце і роль займає ґрунт **у житті й діяльності людини.** Ґрунт (земля) в сільському господарстві виступає як основний засіб виробництва. Даний засіб відрізняється від промислових (трактори, машини, комбайни, плуги, споруди, будівлі тощо), по-перше, своєю обмеженістю. Це зобов'язує селянина зберігати і постійно поліпшувати його як засіб сільськогосподарського виробництва, що досягається завдяки другій особливості ґрунту (землі) – його незношуваності. Всі промислові засоби виробництва в міру їх використання зношуються і замінюються новими, на відміну від ґрунту, який за умов правильного використання поліпшується, тобто систематично відтворює та підвищує родючість.

Ґрунт – основний засіб і об'єкт праці в сільськогосподарському виробництві, а його розподіл є причиною гострих соціальних конфліктів. Землеробство та інші галузі сільського господарства прямо чи опосередковано базуються на використанні потенційних можливостей ґрунтової родючості і впливають на суть сучасних ґрунтових процесів. Розвиток сільського господарства потребує правильного обліку особливостей ґрунтового покриву при розміщенні й плануванні його галузей, при виборі й розміщенні культурних рослин, агротехніки, використання добрив тощо. Наприклад, багато культур не виносять високої кислотності ґрунтів (пшениця, кукурудза, конюшина), надлишку CaCO_3 (чай, цитрусові), віддають перевагу слабкому засоленню (буряк) тощо. Тому важливе раціональне використання та охорона ґрунтів. Крім того, це питання земельної власності, земельного законодавства, земельного права, економічної оцінки землі. Важливе значення має ґрунтовий покрив у геологічній службі, оскільки виникнувши з появою життя, ґрунт відіграв важливу роль в історії земної кори, особливо у формуванні осадових гірських порід і тих корисних копалин, які з ними пов'язані. Так, райони утворення ряду родовищ залізо- й марганцевих руд пов'язані зі стародавніми болотними процесами, бокситів – із тропічним ґрунтоутворенням тощо. Знаючи закони ґрунтоутворення й роль тих чи інших елементів у ґрунтових процесах, можливо передбачити ра-

йони їх концентрації. Ґрунти володіють різноманітними інженерно-геологічними властивостями. Довговічність різних конструкцій, фундаментів, стін залежить від хімічного складу ґрунтових вод, реакції ґрунту зі спорудами, дорогами, аеродромами. З ґрунтовими умовами й фізико-географічною обстановкою пов'язаний ряд захворювань (ендемичних). Надлишок або нестача деяких хімічних сполук у ґрунтах позначаються через ґрунтові води, продукти живлення, корм тварин і продукти харчування людини. Наприклад, райони вилугуваних кислих ґрунтів бідні кальцієм, кобальтом, нікелем, йодом, тому тут створюються передумови для урвської хвороби (ненормальне формування скелету, потворність), рахіт виникає при відсутності кальцію, зоб – йоду і т.п. Мікроорганізми з ґрунту використовуються для виготовлення цінних лікарських препаратів, у т.ч. й антибіотиків (стрептоміцин, пеніцилін тощо).

Один з основних висновків генетичного ґрунтознавства – положення про закономірний розподіл ґрунтів по земній поверхні у зв'язку зі змінами клімату, рельєфу, порід, рослинності, мав і має важливе значення для розвитку фізичної географії. Проблема закономірного розміщення на поверхні землі окремих тіл або показників цікавила вчених-природодослідників давно, особливо значні успіхи в її розв'язанні були досягнуті в XVIII – XIX ст. У минулому столітті вивчення взаємозв'язків складових частин природи стало головним завданням фізичної географії. Вивчення проводились і в планетарному масштабі, і в континентальному, і в ландшафтному. Ці дослідження базуються на фізико-географічному методі, який логічно витікає з генетичного вчення про ґрунти В.В.Докучаєва.

Ґрунтознавство й географія ґрунтів мають важливе значення в розвитку економічної географії. Економічна оцінка окремих країн, регіонів неможлива без знання ґрунтового покриву й рівня його родючості.

Значне досягнення сучасної географії – вчення про ландшафти, одним із джерел якого є генетичне ґрунтознавство. Засновник учення про ландшафти **Л.С.Берг** писав: «основоположником сучасної географії був великий ґрунтознавець Докучаєв». Важливе методологічне значення має розроблена В.В.Докучаєвим концепція ґрунту як дзеркала ландшафту. Вона оснований на уявленні про те, що ґрунт є результатом розвитку материнської породи під дією комплексу визначеного сполучення факторів ґрунтоутворення.

У наших ґрунтах поєднуються реліктові та сучасні ознаки і властивості. У будь-якому з сучасних едафотопів ми легко знайдемо ознаки і властивості, успадковані як від материнських порід, так і від минулих періодів і стадій ґрунтоутворення. Поряд з цим,

більшість з них – результат дії сучасного ґрунтоутворення. Ґрунтознавство сприяло виникненню в географії ландшафтно-геохімічного напрямку, основоположником якого був **Б.Б.Полинов** – учень Докучаєва, який писав: «Ґрунт – не тільки один із компонентів ландшафту, але і його показник: ґрунт – **дзеркало ландшафту**».

Чому ж ґрунт вважають серцевиною та пам'яттю ландшафту? Це пов'язано з тим, що будь-яка біокосна система (а ґрунт – не виняток) в результаті свого функціонування формує чотири типи продуктів. Це біомаса, газ, розчини і твердофазні сполуки.

У всіх біокосних системах газ і розчин порівняно швидко виводяться назовні за рахунок активного обміну з величезними резервуарами атмосфери та гідросфери. Жива речовина системи постійно відмирає та відроджується у різношвидкісних циклах діяльності. Тобто, перші три типи функціонування біокосних систем оновлюється постійно або періодично з досить високою інтенсивністю. І тільки **тверді продукти функціонування** (ТПФ) здатні до тривалої акумуляції.

У ґрунті в якості ТПФ виступають органічні, мінеральні та органо-мінеральні сполуки. В атмосферних біокосних системах (екосистемах атмосфери) газокомпонентарна фаза не здатна протягом тривалого часу утримувати і накопичувати ТПФ усередині системи. Ці продукти, утворюючись у процесі функціонування, виводяться з системи вниз або вбік. Водні біокосні екосистеми не здатні довго утримувати всередині ТПФ, які теж, рухаючись у вертикальному та боковому напрямках, врешті-решт осідають на дні водойм.

Отже, повітряні і водні екосистеми досить швидко оновлюють усі свої елементи і не здатні тривало накопичувати в собі жоден з продуктів функціонування. Якщо розглядати накопичення ТПФ у системі як її здатність «запам'ятовувати та записувати» в своєму складі і структурі інформацію про зовнішнє середовище свого формування й історію її функціонування, то варто визнати, що у повітряних і водних систем така «пам'ять» короткочасна або взагалі відсутня. Внаслідок високої лабільності та циркуляційного характеру переносу й атмосфера, і гідросфера мають «газову і рідку» пам'ять про історію свого формування в розсіяному по всій оболонці вигляді (газовий склад атмосфери, сольовий склад океану). «Твердофазна пам'ять» цих оболонок «зберігається» в осадовій оболонці літосфери. А це вже інша сфера.

Принципово інакше складається доля ТПФ у наземних біокосних системах, де підземний або біолітосферний ярус функціонує та розвивається у відносно малорухомій слабкооновлюваній товщі ґрунтоутворної породи – літоматриці підземного ярусу системи. Така літоматриця являє собою субстрат, один із взаємодіючих елементів системи і одночасно її жорсткий нерухомий

каркас, що здатен утримувати в собі свої ТПФ. Саме тільки в таких біокосних системах, в яких літоматриця нерухома і неоновлювана, створюються не тільки умови для утворення ТПФ, але і для утримання, відбору, накопичення і диференціації новоутворених ТПФ на місці в товщі і просторі літоматриці.

Отже, ґрунтові системи – це такі відкриті екзогенні біокосні поверхнево-планетарні системи, в яких «свої» ТПФ, переважно залишаючись, концентруючись і диференціюючись у літоматриці, перетворюють її на твердофазну педоматрицю багатофазної ґрунтової системи. Саме така інсїтна (тобто на місці) фіксація процесів та історії функціонування системи, а через них і зовнішнього середовища, в кожному ґрунтовому профілі, в кожній однорідній ділянці ґрунтового покриву і дозволяє говорити про ґрунт (едафотоп) як про дзеркало, чи точніше, як про пам'ять ландшафту.

Без знання ґрунтознавства неможливо досягнути взаємозв'язки, що встановлюються між компонентами екосистеми. Зокрема, неможливе розуміння мінерального живлення рослин як етапу формування первинної органічної речовини, що відрізняла нашу планету від усіх інших «неживих» космічних тіл.

1.3. Завдання та історія розвитку ґрунтознавства

Офіційною датою народження ґрунтознавства вважається **10 грудня 1883 р.**, коли вперше сформульовані теоретичні концепції цієї науки В.В.Докучаєвим у праці «Російський чорнозем».

Згідно з «Історією ґрунтознавства» **І.А.Крупеннікова** (1981), у довгому історичному процесі накопичення й систематизації законів про ґрунти виділяють декілька періодів, пов'язаних із загальним розвитком природознавства в історії людства:

1) первинного накопичення розрізнених фактів про властивості ґрунтів, їх родючість та способи обробітку, переважно емпіричних. Цей період охоплює 10-11 тисяч років до н.е., тобто з того часу, коли людина перейшла від збирання дикоростучих рослин до вирощування їх на полях;

2) відокремлення знань про ґрунти та введення первинного земельного кадастру – за декілька тисяч літ до н.е. з'являється перше відоме земельно-водне законодавство вавілонського царя Хаммурапі, яке регламентує земле- та водокористування;

3) первинної систематики знань про ґрунти (із VIII ст. до н.е. до III ст. н.е.), зв'язаний з греко-римською імперією. Особливе значення мають трактати **Катона, Варрона, Вергілія і Колумелли**. Колумелла прославився широтою знань про землеробство й ґрунти, зібраних у трактаті «Про сільське господарство». Давньогрецькі філософи **Аристотель і Теофраст** розділяли ґрунти на прекрасні, добрі, родючі, допустимі, виснажені, бідні, безплідні;

4) інтенсивних земельно-кадастрових робіт епохи феодалізму. Охоплює 15-17 ст. н.е., пов'язаний з розвитком ґрунтово-оціночних робіт з метою феодального оподаткування;

5) інтенсивного експериментального й географічного вивчення ґрунтів та їх родючості (XVIII ст.). З'являються водна й гумусна (Тесра) теорії живлення рослин. У 1725 р. відкрита в Росії Академія Наук, почались перші дослідження ґрунтів. **М.В.Ломоносов** уперше висловив правильну думку про те, що розвиток ґрунтів протікає в часі в результаті взаємодії рослин і гірських порід. У 1765 р. було створене Вільне Економічне Товариство, що розширило вивчення ґрунтів на території Росії;

6) розвитку агрогеології та агрокультурхімії у Європі (XIX ст.), де значну роль відіграли праці **Вольні, Лібіха** (теорія мінерального живлення рослин), **Павлова**. У другій половині століття активного розвитку набули праці з оцінки земель в європейській частині Росії, були складені перші оглядові ґрунтові карти;

7) створення сучасного генетичного ґрунтознавства (кінець XIX – початок XX ст.), головна роль у цьому належить російському вченому, геологу за освітою **В.В.Докучаєву** (1846-1903). За дорученням Вільного Економічного Товариства він приступив до вивчення чорноземів європейської частини Росії. У програмі досліджень, прийнятій у березні 1877 р., В.В.Докучаєв накреслив нові принципи вивчення ґрунтів як самостійного природного тіла. У праці «Російський чорнозем» (1883) він обґрунтовує рослинно-наземне походження чорноземів під степовою рослинністю, вперше описує їх профілі й географічне розповсюдження. В.В.Докучаєв уперше встановив, що ґрунт – самостійне природне тіло, а його формування – складний процес взаємодії 5 природних факторів: клімату, рельєфу, організмів, породи й віку країни. Участь ученого в експедиціях у Нижегородську й Полтавську губернії, де він вивчав чорноземи, сірі лісові, дерново-підзолисті ґрунти, сприяли розробці порівняльно-географічного методу вивчення ґрунтів, створенню першої їх наукової класифікації. У праці «Наши степи прежде и теперь» (1889) В.В.Докучаєв накреслив заходи з перетворення степів, поліпшення водного режиму ґрунтів, створення стійкого до засух степового землеробства. У праці «До вчення про зони природи» (1892) ним висунуто принципове положення про необхідність вивчення не тільки окремих факторів і явищ природи, але й закономірних зв'язків між ними, із якого виникло вчення про зони природи. Воно справило значний вплив на подальший розвиток ґрунтознавства, геоботаніки, фізичної географії тощо. В.В.Докучаєв розробив схему класифікації ґрунтів північної півкулі, методи дослідження ґрунтів, установив багато закономірностей ґрунтоутворення і запропонував ряд практичних заходів із підвищення ро-

дючості ґрунтів. Значний вклад у становлення докучаєвського вчення про ґрунт внесли його перші учні та сподвижники. **М.М.Сибірцев** (1860-1900) написав перший підручник ґрунтознавства, систематизував і розвинув учення про ґрунти, конкретизував визначення ґрунту, розділив фактори ґрунтоутворення на біотичні й абіотичні, вніс уточнення до класифікації ґрунтів, розділив ґрунти на зональні, інтразональні й азональні, ввів поняття «ґрунтовий рід», продовжив роботи по боротьбі із засухою. П.А.Костичев (1845-1895) заклав наукові основи агрономічного ґрунтознавства. Вивчав розкладення рослинних залишків у ґрунті, роль мікроорганізмів і водостійкої структури в родючості ґрунтів, роль гумусу в утворенні структури. **П.С.Коссович** (1862-1915) – один з основоположників вивчення фізичних, хімічних і агрохімічних властивостей ґрунтів, систематизував дані про ґрунти;

8) розвитку докучаєвського ґрунтознавства й становлення науки (1916-1941 рр.). У цей час важливий вклад у розвиток цієї науки внесли російські, а потім і радянські вчені: **В.І.Вернадський** (1863-1945), засновник біогеохімії та сучасного вчення про біосферу; **К.Д.Глінка** (1867-1927), що написав фундаментальний підручник із ґрунтознавства, завідував кафедрою ґрунтознавства в Ново-Олександрійському, Воронежському й Ленінградському сільськогосподарських інститутах; **Г.М.Висоцький**, який розробив основи вчення про водні властивості, водний режим ґрунтів, глеєутворення; **К.К.Гедройц** (1872-1932) дав глибокий аналіз колоїдних властивостей ґрунтів, розробив теоретичні основи їх хімічної меліорації; **В.Р.Вільямс** (1863-1939) об'єднав генетичні концепції В.В.Докучаєва з агрономічними поглядами П.А.Костичева, створив біологічний напрямок у ґрунтознавстві, вивчав гумус ґрунту, розвинув теорію ґрунотворного процесу, родючості ґрунтів; та ціла плеяда дослідників-природознавців. У цей період створені науково-дослідні організації з ґрунтознавства, Ґрунтовий інститут імені В.В.Докучаєва (1925), розширюються ґрунтові дослідження, розвиваються всі галузі ґрунтознавства;

9) інтенсивної інвентаризації ґрунтового покриву (1941-1974), коли вперше було проведено великомасштабне картування ґрунтового покриву на території колишнього СРСР, складені різноманітні ґрунтові карти, на їх основі давались рекомендації до раціонального використання земельних ресурсів, розміщення виробничих сил. Найбільш важливі досягнення цього періоду: розробка загального ґрунтового-географічного вчення про ґрунтового-біокліматичні пояси світу, про ґрунтові зони (*Л.І.Прасолов, І.П.Герасимов, О.М.Іванова, М.М.Розов та ін.*); розробка вчення про кори вивітрювання і про геохімію ландшафтів на основі ідей В.І.Вернадського (*Б.Б.Полинов, В.А.Ковда, М.А.Глазовська*); розвиток вивчення органічної речовини (*І.В.Тюрін, М.М.Кононо-*

ва, *Л.М.Александрова, В.В.Пономарьова, Д.С.Орлов та ін.*); вивчення ґрунтових процесів та режимів (*А.А.Роде, І.М.Скриннікова, І.С.Кауричев*); розробка шляхів підвищення родючості та меліорації ґрунтів (*О.Н.Соколовський, О.М.Можейко, О.М.Грінченко, М.К.Крупський*) та багато інших питань фундаментального й прикладного ґрунтознавства;

10) інтенсифікації робіт з охорони й раціонального використання ґрунтового покриву.

Перші відомості про ґрунтовий покрив України відносяться до початку XIX ст., коли на основі кадастрових даних були складені ґрунтові карти Європейської Росії. Розвиток географії й картографії ґрунтів України пов'язаний з дослідженнями *В.В.Докучаєва* в Полтавській губернії в 1888-1894 рр. Вони дали можливість установити географічні й топографічні закономірності ґрунтового покриву лівобережного Лісостепу. Знання про ґрунти України значно розширились у результаті польових обстежень у Чернігівській області (*Б.Б.Полинов, К.Г.Білоусов*), Таврійської (*М.К.Клепінін, М.С.Федоровський*), Київської (*М.І.Фролов*), Волинської (*Ф.І.Левченко*), Катеринославської (*В.В.Курилов*), Подільської, Херсонської та Харківської (*А.І.Набоких, М.Ф.Колоколов*) губерніях. У 1926-1928 рр. у республіці обстежені ґрунти на значній території лісостепової й степової зон (*В.І.Крокос, Д.К.Біленко, Н.Б.Вернандер та ін.*). Отримані дані послужили основою для складання в 1928 р. Науковим комітетом Наркомзему УРСР першої оглядової ґрунтової карти республіки в масштабі 1:1000000. Необхідність детальних знань про ґрунтовий покрив і агровиробничу характеристику ґрунтів кожного господарства зумовила в 1931-1932 рр. проведення агроінвентаризації ґрунтів, а в 1934-1935 рр. – обстеження орних угідь буряківничих господарств республіки, в результаті чого були складені великомасштабні ґрунтові карти господарств, а також ґрунтово-агрохімічна карта буряківничих районів України в масштабі 1:420000 (*П.А.Власюк, І.І.Канівець та ін.*). У 1935 р. була складена нова оглядова карта України (*О.М.Грінченко, Г.С.Гринь, М.К.Крупський* тощо). На Україні, починаючи з 1957 р., були розгорнуті великі ґрунтово-картографічні роботи з дослідження ґрунтів і складання ґрунтових карт у кожному господарстві. Ці роботи, в яких брало участь близько 1900 спеціалістів, проведені на площі 30 млн. га в 7000 господарств. У «Методиці крупномасштабного обстеження ґрунтів колгоспів і радгоспів Української РСР» (1958) на високому науковому рівні подані організаційна структура ґрунтових вишукувань, номенклатура й діагностика, агровиробниче групування ґрунтів. Кожне господарство країни отримало ґрунтову карту в масштабі 1:10000 або 1:25000 із комплектом картограм і пояснювальний текст до них. У резуль-

таті узагальнення матеріалів великомасштабних ґрунтових досліджень складені карти районів, областей і республіки в цілому.

Великомасштабні ґрунтові дослідження землекористувань колгоспів і радгоспів на території УРСР у той час вважалися практично закінченими. Але все ж таки і в наступні роки продовжились з метою уточнення та коректування великомасштабних ґрунтових карт, на основі яких створюють зведені середньомасштабні районні ґрунтові карти. Ці карти необхідні при складанні генеральних схем використання земельних ресурсів районів і області, при розробці і здійсненні заходів по охороні ґрунтів від ерозії, при проектуванні меліорації, розміщенні сільськогосподарських культур, для диференціації системи землеводінь. В Україні складено ґрунтову карту, також складені й передані сільськогосподарським підприємствам ґрунтові плани господарств, що вплинуло на підвищення врожайності сільськогосподарських культур. Складені й передані господарствам картограми: а) вмісту гумусу; б) кислотності й лужності; в) умісту доступного рослинам калію; г) умісту доступного рослинам фосфору.

На базі ґрунтових і агрохімічних досліджень розроблені заходи з підвищення родючості ґрунтів, переглянуті й нарізані сі-возміни з урахуванням ґрунтового покриву та розвитку ерозійних процесів, проведені меліоративні роботи: зрошення, осушення, вапнування, гіпсування; розроблені системи удобрення сільськогосподарських культур.

Поряд з успішними картографічними роботами в Україні проводились дослідження ґрунтів у різноманітних теоретичних і прикладних аспектах. Ґрунти ряду районів республіки і всієї її території описав **Г.Г.Махов** («Ґрунти України», 1930). Глава українських ґрунтознавців **О.Н.Соколовський** (1884-1959) відомий як автор оригінальної системи індексації генетичних горизонтів, досліджень колоїдних властивостей ґрунту, його структури, засолених ґрунтів; він запропонував метод штучного осолонцювання дна і стінок каналів для зменшення фільтрації води. В 1934 р. О.Н.Соколовський випускає першим виданням «Курс сільськогосподарського ґрунтознавства». Уже в 30-х роках ХХ ст. значну діяльність розгорнула науково-дослідницька лабораторія ґрунтознавства АН УРСР, якою керував О.Н. Соколовський. 1935 р. розпочинаються дослідження галогенних ґрунтів України (О.Н.Соколовський, Г.С.Гринь, О.М.Грінченко, О.М.Можейко, О.Ф.Яровенко, М.С.Литовченко та інші). У 1951 р. опублікована монографія «Ґрунти України» (Н.Б.Вернандер, М.М.Годлін, Г.Н.Самбур, С.А.Скорина), де підведені підсумки основних даних про ґрунти республіки. В 1956 р. лабораторія ґрунтознавства трансформована в Український науково-дослідний інститут ґрунтознавства (УНДІГ).

У 1960-1970 рр. при вивченні ґрунтового покриву значну увагу було приділено вивченню генезису і властивостей солонцюватих (Б.С.Носко), бурих лісових (І.М.Гоголев, Г.О.Андрущенко, В.І.Канівець та ін.), галоморфних ґрунтів (М.І.Полупан), солодей (Д.І.Ковалишин), дерново-карбонатних ґрунтів (М.В.Лісовий), ґрунтів Перед-карпаття (П.А.Кучинський, І.І.Назаренко), легких (Д.Г.Тихоненко) й органогенних ґрунтів (С.Т.Вознюк, Р.С.Трускавецький та ін.). Поглиблено вивчалися проблеми антропогенезу при зрошенні (Г.С.Гринь, О.М.Можейко, Г.В.Новикова, М.І.Полупан, В.В.Медведев та ін.), при різних рівнях інтенсифікації землеробства (В.Д.Кисіль, М.І.Полупан, Г.Я.Чесняк та ін.). Колоїдно-хімічною характеристикою гумусу займався **М.І.Лактіонов**, колоїдно-хімічними методами боротьби з фільтрацією – **О.Я.Демидієнко**, ерозійними процесами – **М.К.Шикуча**, екологією ґрунту – **А.П.Травлєєв**. В останні роки все більше уваги надається вивченню еволюції ґрунтового покриву, класифікації ґрунтів, направленої зміні ґрунтоутворних процесів під впливом окультурення, розробці і створенню математичних моделей родючості ґрунтів тощо (М.І.Полупан, Н.М.Бреус, Д.Г.Тихоненко, В.Д.Муха, І.І.Назаренко, Т.О.Грінченко, М.В.Лісовий, С.А.Балюк та ряд інших дослідників).

Дані про ґрунти країни підсумовані в таких виданнях: «Атлас почв Украинской ССР» (1979), «Черноземы СССР» (1981), «Полевой определитель почв» (1981), «Почвы Украины и повышение их плодородия» (1988) тощо.

Наприкінці минулого століття в аграрному секторі економіки виникли проблеми, які необхідно було нагально розв'язувати:

1) посилення антропогенної ерозії ґрунтів і втрата ґрунтової родючості у зв'язку з інтенсифікацією сільського господарства: а)пересушка заболочених земель, втрата поживних речовин і гумусу; б)вторинне засолення ґрунтів і руйнування ґрунтової структури; в)переуцільнення ґрунтів у зв'язку із застосуванням на полях важкої техніки.

2) неправильна структура посівних площ і негативна роль обробітку ґрунту.

3) негативна дія мінеральних добрив, пестицидів.

Вирішенням цих та інших питань, що постали перед сучасним ґрунтознавством, займається цілий ряд дослідників, прізвища яких навіть перелічити досить проблематично. Крім загальновідомих центрів розвитку ґрунтознавчої науки в Україні (Київ, Харків), все більшої ваги набувають регіональні школи: Дніпропетровська (А.П.Травлєєв), Рівненська (С.Т.Вознюк), Чернівецька (І.І.Назаренко) тощо.

Перспектива розвитку сучасного ґрунтознавства зводиться до: а) підвищення ефективності використання меліорації; б) ра-

ціонального використання добрив; в) мінімалізації обробітку ґрунту; г) раціональної структури посівних площ сільськогосподарських угідь, екосистем.

Контрольні питання

1. Визначте поняття «ґрунт», охарактеризуйте етапи його становлення.
2. Визначте місце ґрунту в наземних екосистемах.
3. Охарактеризуйте ґрунтознавство як науку, його основні положення.
4. Обґрунтуйте зв'язок ґрунтознавства з іншими науками і назовіть основні розділи ґрунтознавства.
5. Дайте коротку характеристику основних етапів розвитку ґрунтознавства.
6. Дайте порівняльну характеристику основних методів вивчення ґрунту.
7. Назвіть головні методологічні принципи генетичного ґрунтознавства.
8. Назвіть основні методи досліджень, які використовуються в ґрунтознавчій науці.
9. Визначте місце та роль ґрунту в природі та діяльності людини. Яке значення має ґрунтознавство для біології, сільського господарства та фізичної й економічної географії?
10. Обґрунтуйте поняття «ґрунт – дзеркало ландшафту».
11. Чому ґрунт є основним засобом виробництва у сільському господарстві?

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.
3. Польшина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.

Додаткова

4. Ковда В.А. Основы учения о почве. – Кн.1 и 2. – М: Наука, 1973.
5. Крупенников И.А. История почвоведения. – М.: Наука, 1981.
6. Вернандер Н.Б. География ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
7. Глазовская М.А. Почвы мира. – Т.1 и 2. – М.: МГУ, 1972 – 1973.

ЛЕКЦІЯ 2.

Форма, розміри та внутрішня будова Землі. Хімічний склад та фізичні властивості земної кори, мантії та ядра. Геохронологічні підрозділи планети.

2.1. Форма, розміри та внутрішня будова Землі

В одне з скупчень зірок-галактик в сесвіту входить зірка середньої величини Сонце. Навколо нього обетаяються дев'ять планет, які утворюють сонячну систему. Найближче до Сонця знаходиться сама мала планета – Меркурій (лат. Mercurius – бог красномовства, торгівлі, доріг). За ним ідуть Венера (лат. Venus – богиня любові і краси, гр. Афродіта), звичайно виглядає як яскрава ранкова або вечірня зірка, друга за відстанню від Сонця. За розмірами і масою майже рівна Землі; в 1961р. М.В.Ломоносов відкрив, що Венера оточена атмосферою. Далі знаходиться Земля, Марс (лат. Mars бог війни) четверта по відстані від Сонця планета, має червонуватий колір: Сатурн (лат. Saturnus бог часу, посівів і родючості) – шоста по відстані від Сонця планета, за величиною поступається лише Юпітеру; оточені кільцями з великої кількості дрібних супутників; Уран (гр. Uranus – Небо, бог неба), – сьома за розміщенням від сонця планета відкрита в 1781 р.; Нептун (лат. Neptunus бог морів, гр. Посейдон) – восьма за відстанню від Сонця планета, відкрита в 1846р., Плутон (гр. Pluton – багатство, бог земних надр) і дев'ята найбільш віддалена від Сонця планета, відкрита в 1930р. За розмірами планети ділять на дві групи: планети гіганти – Юпітер, Уран, Нептун і планети типа Землі – Венера, Марс, Меркурій.

Таким чином Земля являє собою одну з дев'яти планет Сонячної системи, яка входить в склад Чумацького шляху, або Галактики.

Існує кілька гіпотез про походження сонячної системи. Найбільш давньою є гіпотеза німецького філософа І.Канта (1755) в якій він обґрунтував походження зірок і Землі з розсіяної матерії “первинного хаосу”, завдяки зустрічі і стиканню і стиканню між собою твердих і газоподібних часток.

В 1794 р. французький астроном П.Лаплас обґрунтував гіпотезу про походження сонячної системи, що утворилася з єдиної розжареної газової туманності, що обертається навколо загального центру ваги.

Поступово охолоджуючись, туманність ущільнювалась, її обертання прискорювалось, і нарешті настав момент, коли під впливом центробіжної сили, що збільшувалась, від туманності на окремі згустки матерії, кожен з яких і дав початок тій чи

іншій планеті.

Пізніше розрахунки показали, що такий шлях утворення планет нейтральний, та все ж гіпотези І.Канта і П.Лапласа зіграли в науці значну роль, так як в них вчені вперше підіймали до питання про походження Землі з материнських позицій.

Сучасні гіпотези, про походження Землі, запропонували О.Ю.Шміт і В.Г.Фесенков. Гіпотеза О.Ю.Шмідта дістала велике розповсюдження і визначення. Згідно неї планети (в тому числі і Землі) утворились не з газів, а з твердих холодних часток, що у вигляді рою оточували Сонце. При одному з походжень через хмару частинок Сонце частину з них захопило в результаті притягання, частинки стали обертатись навколо Сонця. В цьому рої, що обертася, тверді частинки утворили окремі згустки, які поступово групувались і перетворились планети. З цієї гіпотези випливає, що Земля на початку свого утворення була холодною. Пізніше в ній виник процес розпаду радіоактивних елементів і, як наслідок, розігрівання надр і розшарування їх на окремі зони.

Гіпотеза сформована В.Г.Фесенковим, в загальних рисах подібна до гіпотези І.Канта і П.Лапласа, і побудована на загальних законах розвитку галактики і зоряних систем. За цією гіпотезою Сонце і планети утворились з газово-пилуватого туманності, що оберталась. Температура була невисокою, в такій хмарі під впливом сили тяжіння проходять ущільненні речовини, яке супроводжується збільшенням кутової швидкості обертання і відцентрових сил, потім проходить розігрів ядра за рахунок ядерних реакцій Сонце стає розжареним. При термоядерних реакціях водень перетворюється в гелій. Сонце розпочинає втрачати енергію і від нього віддається газіві кільця. Перші газіві кільця мали більшу початкову швидкість. Розподіл речовини в газівих кільцях нерівномірний. На ділянках, де розповсюдженість газіві речовини була невеликою, проходило її розсіювання. На більших ущільнених ділянках, газіві речовина конденсувалась більш високою, а близьких – менш високою. В результаті більш щільні планети поблизу Сонця, менш щільні – далі від нього.

Таким чином, Сонце, Земля і інші планети за цією гіпотезою утворились майже одночасно, біля 5 млрд. років тому назад, а велика маса речовин, сконцентрована під впливом сили тяжіння, привела до розігріву внутрішньої частини нашої планети.

Земля має форму геоїду (з гр. *ge* – земля, *eidos* – вид), тобто шару, дещо сплющеного з полюсів. Полярний радіус Землі – 63-57 км, екваторіальний 63-78 км, тобто різниця складає 21 км. Загальна площа Землі 510 млн.км.

2.2. Хімічний склад та фізичні властивості земної кори, мантії та ядра

Земля має тривалу історію розвитку. Вік земної кори складає не менш 3 млрд. років, а всієї планети – біля 4,5 млрд. років. На протязі цього часу на Землі відбувається процеси перетворення і переміщення матерії, в результаті чого земна куля розчленувалась на ряд оболонок, або геологічних сфер, що послідовно змінюють одна одну. Виділяють слідуєчі геосфери Землі: атмосферу, гідросферу, літосферу, проміжну оболонку і ядро. Крім перелічених сфер, виділяють ще біосферу.

Атмосфера являє собою повітряну оболонку, яка щільно оточує Землю до висоти 3 тис.км. Склад і властивості її на різних висотах неоднакові, тому атмосферк поділяють на тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу (іоносферу) і екзосферу.

Тропосфера починається біля поверхні Землі і йде вгору на 8-17 км. В ній зосереджена вся водяна пара і 4/5 маси атмосфери. В тропосфері розвиваються всі погодні явища. Температура її з висотою зменшується і на відстані 10-12 км від Землі досягає -55°C . Тиск повітря зі збільшенням висоти також зменшується.

Стратосфера – шар над тропосферою до висоти близько 40 км. Характеризується майже повною сталістю температури. У верхній частині стратосфери спостерігається максимальна концентрація озону, який поглинає більшу частину ультрофіолетових промінів Сонця і захищає від шкідливої дії радіації живу природу Землі.

Мезосфера – шар між 55 і 80 км: в нижній його половині температура зростає від 20 до 30°C , у верхній падає майже до 100°C .

Термосфера (іоносфера) – шар між 80 і 800-1000 км, що має підвищену іонізацію молекул газу. Температура збільшується з висотою і досягає до 1000 к.

Екзосфера – шар вище 800-1000 км, з якого молекули газу розсіюються в космічний простір

Гідросфера – являє собою водну несущільну оболонку, що розташована на поверхні Землі або в приповерхневих її частинах, Займає 70,8% суші, що складає 361,1 млн. км². Вона включає різні водяні басейни – океани, моря, озера, ріки і т.д., а також підземні води, лід, сніги полярних і високогірських районів. Гідросфера складається в основному з кисню та водню, біля 3% припадає на долю різноманітних мінеральних солей. Середня глибина гідросфери складає 3,75 км, глибина окремих океанічних впадин перевищує 10 км.

Землі утворились в результаті геологічних процесів, що мають місце при дегазації мантії, а також біологічних, що проходять на поверхні Землі протягом довгого часу.

Літосфера або верхня кам'яна оболонка – тверда, має товщину 30-120 км.

Найбільшу товщину (до 120 км) вона має під гірськими хребтами, найменшу (5-10 км) – під океанами: 70% літосфери покрито водною оболонкою, або гідросферою, 30% літосфери зайнято материками.

В будові материнської кори виділяють три шари: верхній осадовий товщиною 0-20 км; середній, або “гранітний” – 10-40 км; нижній, або “базальтовий” – 10-70 км. Під водною оболонкою осадовий шар має меншу товщину (кілька сот метрів). Гранітний шар маловиражений (1-2,5 км); базальтовий – до 5 км.

В склад літосфери входять всі відомі хімічні елементи. Головні з них кисень, кремній, алюміній, залізо, кальцій, натрій, калій і магній. В суші ці елементи складають більше 98% маси літосфери, два (кисень і кремній) – 75% від маси Землі.

За А.Є.Фереманом (1934) розподілив хімічні елементи в земній корі є наступним:

Кисень	49,13	Цинк	0,020
Кремній	26,00	Бор	0,010
Алюміній	7,43	Мідь	0,010
Залізо	4,20	Ітрій	0,003
Кальцій	3,25	Берилій	0,003
Натрій	2,40	Цезій	0,0029
Магній	2,35	Кобальт	0,002
Калій	1,00	Торій	0,002
Тітан	0,61	Неодим	0,00175
Вуглець	0,35	Свинець	0,0016
Хлор	0,20	Молібден	0,001
Фосфор	0,12	Бром	0,001
Сірка	0,10	Вольфрам	0,0009
Марганець	0,10	Уран	0,0009
Фтор	0,08	Мишьяк	0,0015
Барій	0,05	Ртуть	0,0001
Азот	0,04	Йод	0,0001
Стронцій	0,035	Сурма	0,00005
Хром	0,030	Срібло	0,00001
Цирконій	0,025	Платина	0,000005
Ванадій	0,025	Золото	0,000005
Нікель	0,020	Радій	3,10-10

Перші 13 елементів, за винятком титану, що найбільш часто зустрічаються в земній корі, входять до складу органічних речовин, відіграють важливу роль в родючоті ґрунтів. Велика кількість елементів, що беруть участь в хімічних реакціях в надрах землі, сприяють утворенню різноманітних сполук, – мінералів і гірських порід.

Літосфера складається з трьох шарів: верхнього, складеного осадковими породами, середнього – гранітного, і нижнього, – очевидно, базальтового.

Нижче літосфери знаходиться мантія, або «сіма», яка має товщину біля 1200 км і йде до глибини 2900 км. Ця оболонка ділиться на дві частини – верхню, в складі якої домінують кисень і кремній, і нижню, в склад якої входять головним чином кисень, кремній, залізо, магній і нікель. Межа між цими двома шарами проходить на глибині 900 км.

Питома вага речовини верхньої частини мантії дорівнює 3,3-3,5, а нижньої 5,3-6,5 г на см³, тиск до 1,5 млн. атм., температура 1200-1300⁰С. Значна частина речовини, мабуть, знаходиться в атмосферному стані.

Під мантією виділяють проміжну оболонку, товщеною 2700-2900 км. Питома вага речовини зростає до 10 г/см³ при 2-2,5 млн. атм. і температура біля 2500⁰С. В таких умовах речовина знаходиться, мабуть, в атмосферному стані і містить підвищену кількість заліза і важких металів.

В центрі Землі є ядро радіусом 3-3,5 тис. км. Починається з глибини 2900 км від її поверхні. Тиск біля 3 млн.атм., температура 3000⁰С, питома вага 11-12 г/см³. При таких умовах атом втрачає електрони і все ядро набуває електричних і магматичних властивостей, тобто знаходиться в металізованому стані і обумовлює появу магматичного поля.

Склад ядра невідомий. За однією гіпотезою ядро є залізо-нікелеве, або «ніфе» (Ni, Fe) і тверде, за другою воно знаходиться в рідкому стані, який обумовлює реактивні процеси.

Біосфера – це особлива оболонка, або сфера Землі населена живими організмами, яка обумовляє частину повітряної оболонки до 5-7 км, гідросферу – до 10-11 км і поверхневі шари земної кори на глибину 2-3 км. В атмосфері біосфера сягає приблизно до верхньої границі тропосфери, в океані організми розповсюджуються до самих великих глибин.

В Земній корі найбільш густо населені її поверхневі шари. З заглибленнями кількість організмів різко зменшується, хоч деякі види бактерій виявлені і на глибині в декілька кілометрів.

За своєю формою Земля являє собою кулю, сплющену з

полюсів. Довжина екваторіальної осі цієї кулі складає 12756 км, вертикальної – 12714 км, довжина окружності Землі по екватору дорівнює 40 тис. км. Наявність на поверхні Землі великих нерівностей у вигляді високих гір і глибоких океанічних впадин дало привід ученим назвати Землю геоїдом, під яким слід розуміти істина форма Землі. Основними фізичними властивостями її є щільність, тиск і тепловий стан. Щільність поверхневих шарів земної кулі дорівнює 2,7-3 г на 1 см³, з глибиною вона значно збільшується і в центрі Землі наближається до 11,3 г на 1 см³. Середня щільність Землі складає 5,52 г на 1 см³.

Тиск Землі збільшується з наростанням щільності і з кожним кілометром зростає на 27,5 МПа. В центрі Землі тиск перевищує 300 тис. МПа.

Тепловий стан Землі різний в поверхневих і глибинних шарах. Температура поверхні Землі визначається притоком енергії Сонця і залежить від географічної широти місцевостей і пори року.

Породи, які складають поверхню частину земної кори, прогриваються на незначну глибину, нижче якої розташовується пояс постійної температури, що дорівнює середньорічній температурі даної місцевості. Під Петербургом, наприклад, цей пояс знаходиться на глибині 19,6 м, під Москвою – 20 м. Нижче цього пояса температура збільшується. Віддаль по вертикалі, на якій відбувається підвищення температури на 1⁰С, називається геотермічною ступінню. Середня величина її дорівнює 33 м. Це означає, що заглиблення від пояса постійної температури через кожні 33 м температура збільшується на 1⁰С. На глибоких глибинах геометричний ступінь не спостерігається тому температура центру Землі складає всього 2000-3000⁰С.

2.3. Геохронологічні підрозділи планети

Формування Землі та виникнення життя на ній пов'язані з фазами потрапляння Сонця в галактичні струмені і його положенням відносно центру Галактики. Гіпотези про походження і розвиток життя на Землі сприймаються правдоподібними, якщо певні етапи описаних процесів зіставні з конкретними геологічними епохами, які розвивалися залежно від космогенних факторів (табл. 2.2, 2.3).

У пізньопротерозойський період, який розпочався приблизно 2600 млн років тому і тривав протягом 1 млрд років, внаслідок багаторазових наближень і віддалень Сонця від центру Галактики, його неодноразових входжень у зону галактичних струменів у водному середовищі появились білки і розвивались безскелетні м'якотілі форми.

Таблиця 2.2.
Загальна стратиграфічна шкала мезозою і палеозою України

Ератема	Система	Відділ	Ярус	Вік нижньої границі (млн. років)	Тривалість (млн років)
Покриваючі утворення					
Kz	P	P ₁	P _{1d}	65	
1	2	3	4	5	6
Мезозойська Mz	Крейдова K	Верхній K2	Маастрихтський K2 m	72	70
			Кампанський K2 km	83	
			Сантонський K2 st	87	
			Коньякський K2 k	88	
			Туронський K2 t	91	
			Сеноманський K2 s	96	
		Нижній K1	Альбський K1 al	108	
			Аптський K1 a	114	
			Беремський K1 br	116	
			Готеривський K1 g	122	
			Валанжинський K1 v	130	
	Беріасський K1 b		135		
	Юрська J	Верхній J3	Титонський J3 tt	141	70
			Кімериджський J3 km	146	
			Оксфордський J3 o	154	
		Середній J2	Келовейський J2 k	160	
			Батський J2 bt	167	
			Байоський J2 b	176	
			Ааленський J2 a	180	
		Нижній J1	Тоарський Ji t	187	
			Плінсбахський Ji p	194	
			Синемюрський Ji s	201	
			Гетанський Ji h	205	
	Тріасова T	Верхній T3	Ретський T3 r	220	40
			Норійський T3 n		
			Карнійський T3 k		
		Середній T2	Ладинський T2 l	235	
Анізійський T2 a			240		
Нижній T1		Оленьокський T1 o	245		
		Індський T1 i			
Палеозойська Pz	Верхній P2	Татарський P2 t	250	50	
		Казанський P2 kz	255		
		Уфімський P2 u	258		
	Нижній P1	Кунгурський P1 k	265		
		Артинський P1 ar	275		
		Сакмарський P1 s	285		

			Асельський P1 a	295	
Кам'яновугільна C	Верхній C3		Уельський C3 g	305	65
			Хасимовський C3 k		
	Середній C2		Московський C2 m	320	
			Башкирський C2 b		
	Нижній C1		Серпуховський C1 s	325	
			Візейський C1 v	350	
		Турнейський C1 t	360		
Девонська D	Верхній D3		Фаменський D3 fm	365	50
			Франкський D3 f	375	
	Середній D2		Живетський D2 g	380	
			Ейфельський D2 ef	385	
	Нижній D1		Емський D1 e	390	
			Празький D1 p	410	
		Лохківський D1 l			
Силурійська S	Верхній S2		Пржидольський S2 p	415	25
			Лудловський S2 ld	425	
	Нижній S1		Венлокський S1 w	430	
			Лландоверський S1 l	435	
Ордовицька O	Верхній O3		Ашгільський O3 as	445	65
	Середній O2		Карадокський O2 k	455	
			Лландейльський O2 ld	470	
			Лланвірський O2 l		
	Нижній O1		Аренігський O1 a	485	
		Тремадокський O1 t	500		
Кембрійська	Верхній C3			515	70
	Середній C2			545	
	Нижній C1			570	

Таблиця 2.3

Регіональна стратиграфічна шкала неогену і палеогену України

Загальна стратиграфічна шкала					Регіоюриси		
Ератема	Система	Відділ	Підвідділ	Вік нижньої границі (млн. років)	Західні регіони	Південні регіони	Північні регіони
Кайнозойська Kz	Неогенова N	Пілоценовий N2	Верхній N2 2	3	Румунський N2 r	Акчагильський N2 ak	Регіоюриси не виділені
			Нижній N2 1	5	Дакійський N2 d	Кімерійський N2 km	

	Міоценовий N1	Верхній N1 3	13,6	Понтичний N1 p Панонський N1 pn Сарматський N1 s	Понтичний N1 p Меотичний N1 m Сарматський N1 s	Новопетрівський N1 nv	
		Середній N1 2	16,5	Баденський N1 b	Конкський N1 kn Караганський N1 kr Чокракський N1 ck		
		Нижній N1 1	23,8	Карпатський N1 K Отнангський N1 ot Егенбурський N1 eg Егерський N1 er	Таханький N1 t Регіояруси не виділені		
	Палеогенова P	Олігоценний P3		37	Омбронський (менілітовий) P3 om	Горностаївський P3 gr Асканійський P3 as Сірогозьський P3 sr Молочанський P3 ml Планорбелловий P3 pl	Берекський P3 br Межигірський P3 mz
		Еоценовий P2		54	Бистрицький P2 bs Вигодський P2 vg Манявський P2 mn	Альмінський P2 al Кумський P2 km Новопавлівський P2 nv Сімферопольський P2 sm Бахчисарайський P2 bn	Обухівський P2 ob Київський P2 kv Буцацький P2 bc Канівський P2 kn
		Палеогеновий P1		65	Ямненський P1 jm Стрийський P1 st	Качинський P1 kc Білокам'янський P1 bl	Сумський P1 s Мерлінський підрегіярус P1 mr Псьольський підрегіярус P1 ps

Приблизно 570 млн років тому, на межі протерозою і палеозою, Сонце знаходилось в апогеї відносно центру Галактики, на відстані 14 кпк (кілопарсек) (приблизно 3260 світлових років). На Землі в цей період інтенсивно коловся фундамент давніх платформ, що зумовило виникнення лінійно витягнутих впадин – авлакогенів. По розломах піднімалась магма (утворена в глибинах розплавлена силікатна маса з домішками легких речовин), спричиняючи пластові інтрузії (проникнення магми в земну кору).

На початку палеозойської ери, у кембрійський період (розпочався приблизно 570 млн років тому і тривав 70 млн років), коли Сонячна система 5 разів перетинала струменеві потоки Галактики, на Землі, більша частина якої була охоплена морською трансгресією (наступом моря на суходіл), в органічному світі бурхливо почали розвиватися всі типи живих

організмів і рослин. У морях домінували безхребетні. Цей період вважають часом розвитку царства трилобітів (класи морських зябродихаючих членистоногих тварин, тіло яких було вкрите панциром). На суходолі існували примітивні водорості і бактерії.

В ордовицький період (розпочався приблизно 500 млн років тому і тривав 65 млн років), коли Сонячна система перебувала найближче до центру Галактики (7 кпк), на Землі різко зменшилися морські басейни, в яких розвивалися безхребетні та перші хребетні. На суші у другій половині цього періоду появилися перші рослини.

Протягом силурійського періоду (розпочався 435 млн років тому і тривав 25 млн років) Сонячна система не відчувала впливу космічних струменів, органічний світ розвивався планомірно. З другої його половини безщелепні організми почали освоювати континентальні прісноводні басейни, а наприкінці його з'явилися теперішні риби. На суші розвивались гриби, мохові, плазуни, а також вищі рослини – риніофіти.

У девонський період (розпочався 410 млн років тому і тривав 50 млн років), коли Сонячна система віддалилась від центру Галактики до 10-13 кпк, на Землі розпочався інтенсивний розвиток рослинного і тваринного світів. На суші, яка покрилась лісами і чагарниками, пристосувались стегоцефали – перші хребетні, невеликі незграбні тварини, що селилися біля водойм на заболочених ландшафтах. Серед рослин домінували папоротникові. За кілька мільйонів років цього періоду сформувалися найважливіші групи вищих рослин, а деякі з них збереглися до наших днів.

Під час карбонового періоду (розпочався приблизно 360 млн років тому і тривав 65 млн років) Сонячна система перебувала в апогеї відносно центру Галактики, а на Землі розвивалися наземна рослинність, земноводні тварини, з'явилися плазуни (котілозаври) і крилаті комахи.

У пермський період, тобто наприкінці палеозою, Сонячна система 4 рази зустрічала космічний вітер, що позначилося на біосфері Землі. Зменшувалися морські басейни, відбувалася аридизація (зволоження) клімату, оскільки Сонячна система наближалась до центру Галактики і на Землі підвищувалася температура. В органічному світі суходолу збереглась рослинна зональність, започаткована наприкінці карбону, з'явилися хвойні різновиди. Аридизація клімату активізувала розвиток плазунів і вимирання холодноводних видів.

Органічний світ мезозойської ери був проміжним між палеозоєм і кайнозоєм. У тріасовий період (розпочався 245 млн років тому і тривав 40 млн років), коли Сонячна система

наблизилась до центру Галактики (7 кпк), на Землі тривали процеси, зумовлені глобальним підвищенням температури. Внаслідок активізації ерозійних процесів піднімалися материки, руйнування герцинських гір, загальна регресія (відступання від берегів) моря. У тваринному світі тріасу домінували рептилії і ставало все менше амфібій. У середньому тріасі з'явилися динозаври, а в пізньому – перші ссавці.

У рослинному світі юрського періоду (розпочався 205 млн років тому і тривав 70 млн років) переважали папороті, росли сосна і кипарис; в органічному світі моря – іноцери (морські двостулкові молюски), черевоногі молюски, корали, що в пізніші епохи стали матеріалом для рифів. Тваринний світ суходолу населяли переважно рептилії – клас хребетних тварин (ящірки, змії, черепахи, крокодили та ін.). Крім травоїдних, розмножувалися і карнозаври (хижі динозаври). Рептилії (крилаті ящери) опанували і повітряний простір. Ссавці були дрібними і мало поширеними. Особливо активно розвивалися комахи.

У крейдовий період (розпочався 135 млн років тому і тривав 70 млн років) Сонячна система 4 рази перетинала зони космічних струменів і віддалилась від центру Галактики на максимальну відстань (14 кпк). На Землі розпочалася потужна трансгресія моря (поглинання суходолу). На суходолі поширилися покритонасінні рослини. Серед тварин продовжували домінувати динозаври, які наприкінці цього періоду раптово всі вимерли.

За твердженнями вчених, в останній, крейдовий, період відбулися найзначніші зміни в органічному світі Землі. Причини так званого великого вимирання мезокайнозойських груп організмів (морських і наземних) не до кінця з'ясовані. Очевидно, у процесі еволюції біосфери на рубежі мезозою і кайнозою вирішальну роль відіграли планетарні зміни абіотичного середовища. Частково розкриває цю проблему концепція про вплив на події, що відбуваються на Землі, положення орбіти Сонячної системи відносно центру Галактики і перетину нею струменевих галактичних зон. Адже саме на рубежі крейдового і палеогенового (почався 65 млн років тому і тривав 35-40 млн років) періодів Сонячна система перетинала зону космічного вітру, що могло позначитися на біосфері Землі.

В останні десятиріччя вчені дискутували різні гіпотези про космічні причини екологічної катастрофи на рубежі цих періодів (вибух нової зірки, падіння астероїдів, метеоритів та ін.), було оприлюднено обґрунтовані фактичним матеріалом докази причини великих змін в органічному світі наприкінці мезозою. Геологічними дослідженнями встановлено, що в місцях

безперервного накопичення осадів (в морях і на континентах) на межі крейдового періоду і палеогену в малопотужному шарі глин між маастрихтським і датським ярусом різко підвищився вміст платиноїдів іридію, осмію та ін. Допускають, що ці елементи привнесені на Землю внаслідок падіння астероїда, гігантського метеорита або комети 65 млн років тому. Вимирання біологічного світу наприкінці мезозою могло бути наслідком космічної катастрофи, яка різко змінила фізико-хімічні умови середовища (температуру, хмарність, підвищений вміст аерозолів в атмосфері тощо).

У кайнозойську еру розпочався новий етап у розвитку біосфери. Після того як вимерли динозаври, домінувати на суходолі почали ссавці. Продовжувався розвиток покритонасінних рослин.

У палеогеновому періоді в неглибоких теплих морях розвивалися бентосні (тварини і рослини, які населяють дно водоймищ) і планктонні (організми, які живуть у товщі води і пасивно переносяться її течіями) форми. В органічному світі суші плазуни були представлені малочисельними крокодилами, черепахами та зміями, а в повітрі літали птахи. Швидко розвивалися ссавці. Серед копитних найпоширенішими були коні, носороги. Парнокопитні (первісні свині, олені, верблюди та ін.) виникли в олігоцені, що розпочався 37 млн років тому і тривав 13,2 млн років.

Наприкінці еоценової епохи (розпочалася 54 млн років тому і тривала 17 млн років) з'явилися мавпи-антропоїди (людиноподібні мавпи). Серед наземної флори продовжувався розвиток покритонасінних. У Європі, до берегів Балтійського моря, росли густі тропічні і субтропічні ліси з характерною рослинністю.

За неогенового періоду (розпочався 23,8 млн років тому і тривав понад 23 млн років) органічний світ поступово набував ознак, близьких до сучасного, особливо на суходолі, де тривало зниження температури. Глибокі видозміни відбулися серед ссавців, яким необхідно було адаптуватися до проживання не тільки у лісах, а й у степах і лісостепах. Почали розвиватися сучасні сімейства і роди копитних, хоботних, хижаків: в міоцені (рання епоха неогену) появились ведмеді, собаки, вівці; в пліоцені (остання епоха неогену) – слони, олені, коні. Серед водних хребетних домінували костисті і хрящові риби, найбільшими серед яких були акули. Тоді появились ластоногі тюлені і моржі. У неогені сформувались фауністичні і флористичні провінції (популяції).

Протягом антропогенового періоду, який триває і нині, формування і розвиток сучасної флори і фауни продовжується.

Хронологічний розвиток біосфери за геологічну історію

формування Землі відтворює складні біотичні процеси, що домінували в розвиткові живих організмів і рослинного світу.

Контрольні питання

1. Опишіть форму, розміри та внутрішню будову Землі.
2. Який хімічний склад та фізичні властивості земної кори, мантії та ядра.
3. Перерахуйте структурні елементи земної кори.
4. Які ви знаєте геологічні документи та методи історико-геологічних досліджень.
5. Назвіть геохронологічні підрозділи планети.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Грунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Ніколайчук В.І., Білик П.П. Грунтознавство. Частина 1. Утворення, склад, загальні властивості ґрунтів. Ужгород, Патент, 2000. – 238с.
3. Горбунов Н.И. Минералогия и физическая химия почв. – М.: Наука, 1974. Біленко Д.К. Основи геології та мінералогії. – К.: Вища школа, 1972.
4. Борголов И.В. Курс геологии. - М.: Агропромиздат, 1998.

Додаткова

5. Назаренко І.І. Грунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.
6. Полевой определитель почв / Под ред. Н.И.Полупана и Б.С. Носко. – К.: Урожай, 1981.
7. Польшина СМ. Грунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
8. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
9. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк., 1988.
10. Почвы Украины и повышение их плодородия: В 2 т. – К.: Урожай, 1988. Т.1-2.
11. Практикум по почвоведению / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Колос, 1980.

ЛЕКЦІЯ 3.

Походження та класифікація гірських порід.

Походження та класифікація мінералів.

Характеристика та основні діагностичні ознаки мінеральних агрегатів. Первинні та вторинні мінерали, їх хімічний склад і фізичні властивості.

Фізичні властивості ґрунтів і порід.

3.1. Походження та класифікація гірських порід

Для глибокого розуміння процесів ґрунтоутворення, що проходить на гірських породах, необхідно вивчати систематику, генезис і властивості гірських порід. Гірські породи – це агрегати мінералів, що займають великі територіальні та об'ємні простори земної кори, мають відносно постійний хімічний склад і властивості. Всі гірські породи мають певний склад і структуру. Складом називають загальний зовнішній вигляд гірської породи (масивний, шаруватий, землястий і т.д.), а структурою – форма і взаємне розташування мінералів у породі (зерниста, скрито-кристалічна, склувата і т.д.). Граніт, наприклад, має масивний склад і зернисту структуру, сланці – сланцюватий склад і листовату, лусочкувату або яку-небудь іншу структуру.

Гірські породи бувають прості і складні. Прості (мономінеральні) гірські породи складаються з одного мінералу (магнетит, гіпс, мармур) Складні (полімінеральні) гірські породи представлені сукупністю кількох мінералів. Наприклад, граніт складається з польових шпатів і плагіоклазів (50-65%), кварцу (10-30%), слюд (5-15%), темнокольорових мінералів (5-15%). Гірські породи складають всю товщу літосфери.

Розділ геології, що вивчає гірські породи, називається петрографією (з грецької “петрос” – камінь, “графо” – описую).

Гірські породи за походженням поділяються на три класи: магматичні, осадові, метаморфічні.

І клас. Магматичні гірські породи.

Монолітні тверді маси земної кори, що утворилися з розплавів магми, називаються магматичними гірськими породами. Вони становлять 95% всієї земної кори. В залежності від умов застигання магми магматичні гірські породи поділяються на глибинні (інтрузивні) та ті, що вилились на поверхню (ефузивні). Магматичні породи являються родоначальниками всіх гірських порід.

Інтрузивні (глибинні) гірські породи залягають під покривом осадових гірських порід. Утворились в умовах повільного застигання магми, яка поступово перетворювалась в тверді сполуки з утворенням суцільних кристалічних мас (граніт, сієніт, діорит). Ін-

трузивні гірські породи опоясують суцільним шаром потужністю 10-40 км материка земної кулі, часто виходять на поверхню і в цьому випадку являються ґрунтоутворюючими гірськими породами.

Розплави магми піднімаються до поверхні і утворюють на різних глибинах в земній корі застигли щільні кристалічні маси у формі: батолітів – куполоподібні тіла площею понад 200 км², штоків – купол площею менше 200 км², лаколітів – купол грибоподібної форми площею від 100-200 км² до 3-10 км²; силів – пластових жил, що залягають, паралельно напластуванню осадових порід.

Ефузивні (виливні) гірські породи. Утворюються в умовах низького тиску і низьких температур при виливанні магми на поверхню суші або у воду. При цьому магма швидко охолоджується, утворюючи аморфну щільну масу. В процесі швидкого охолодження частина газоподібних продуктів виділяється із застиглої магми, залишаючи сліди у вигляді пустот. Ефузивні гірські породи відзначаються високою шпаруватістю (пемза, вулканічний туф) або склоподібністю (вулканічне скло) і міцністю (базальт). Маса їх аморфна або скритокристалічна. Залягають в таких формах: куполів – вилитих радіально від джерела виверження покривів – утворених при великих виверженнях; покривів – утворених при великих виливах маси, що займають значні площі (базальтовий покрив Вірменського нагір'я); потоків – утворених потоками розплавленої магми, що стікає по похилій поверхні.

Магматичні гірські породи, що виходять на поверхню земної кори, поступово руйнуються, подрібнюються, формуючи кору вивітрювання. Утворені на них ґрунти називаються ґрунтами кори вивітрювання.

Хімічний склад магматичних порід.

В складі магматичних порід зустрічаються майже всі хімічні елементи, але питома маса їх не однакова. Найбільше розповсюдження мають лише 10 елементів, на їх долю припадає 99% ваги магматичних порід (табл. 1).

Таблиця 1

Хімічний склад магматичних гірських порід за Нікольдсом (1954)

Гірські породи	Оксиди у вагових процентах										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Граніт	72,5	0,3	13,0	1,9	1,7	0,1	0,3	0,7	3,9	4,9	0,1
Сієніт	58,8	0,9	15,4	2,9	4,0	0,1	2,7	4,2	4,7	5,4	0,4
Діорит	51,9	1,5	16,4	2,7	7,0	0,2	6,1	8,4	3,4	1,3	0,4
Габро	46,4	1,3	16,8	2,6	7,9	0,2	8,1	11,1	2,3	0,6	0,2
Базальт	47,7	1,8	13,7	3,2	8,4	0,2	10,4	10,4	2,2	0,8	0,3

Таблиця 2
Класифікація магматичних гірських порід

№ п/п	Найменування груп гірських порід	Вміст SiO ₂ в %	Гірські породи		Склад Мінералів
			інтрузивні	ефузивні	
1.	Кислі	65	граніт, пегматит	лапарит, пезма, вулканічний туф, обсидіан, порфір кварцевий	калієві, польові шпати, кварц, слюда, рогова обманка
2.	Середні	65-52	сієніт, діорит	андезит, трахіт, профірит	Ортоклаз, плагіоклази, біотит, рогова обманка
3.	Основні	52	гарбо, лаброрит	базальт, діаоаз	плагіоклази, авгіт, олівін

Кислі магматичні гірські породи:

а) Інтрузивні.

Граніт – повнокристалічна гірська порода, світло-сірого до м'ясо-червоного кольору, основне забарвлення його обумовлене кольором польового шпату. Головними мінералами, які входять до складу граніту є калієві польові шпати і плагіоклази (60-65%), кварц (30-35%) слюди, рогова обманка, авгіти (5-15%). З числа другорядних мінералів зустрічаються апатит, пірит, магнетит тощо, структура зерниста. Типова форма залягання – батоліти, рідше – штоки. Об'ємна маса 2,6-2,7 шпаруватість незначна, при хімічному вивітрюванні утворюються глинисті породи.

Пегматит (гр. редга – міцний зв'язок) – крупнозерниста гірська порода пегматитової структури, забарвлення світле, складається з крупних зерен кварцу, польового шпату і невеликої кількості кольорових мінералів (слюд, рогових обманок, авгітів), залягання жильне. При хімічному вивітрюванні утворюються каолінітові глини.

б) Ефузивні.

Лапарит – виливний аналог граніту, порфірова структура (в щільній масі містяться окремі кристали), забарвлений в світлі тони – білий, червоний, жовтий, світло-сірий, забарвлення плямисте, складається з калієвих польових шпатів, зерен кварцу і слюди (рідше рогової обманки). Залягає у вигляді штоків. Об'ємна маса 2,4-2,65. При вивітрюванні утворює рухляк, який переходить у глинисту масу, яка містить каолінит.

Обсидіан – аморфна порода склоподібної структури, колір різноманітний – від світлого до чорного, раковистий злом, блиск

скляний.

Пемза – шпарувата порода, за зовнішнім виглядом нагадує застиглу піну. Утворюється при застиганні магми, багатої газами, частіше при виливанні у воду. Забарвлення різноманітне – біле, сіре, жовтувате. Пемза легка, може плавати на воді. Об'ємна маса 0,9. Зустрічається у вигляді суцільних мас.

Туф вулканічний – гірська порода, відрізняється від пемзи меншою шпаруватістю та більшою щільністю. Колір чорний, бурувато-коричневий, червоний, жовтий, залягає у вигляді покриву. Об'ємна маса 1,4-2,5.

Порфір кварцевий – виливний аналог граніту – структура порфірова, основна маса породи склоподібна. Забарвлення сіре, червонувате, буре, зеленувате. Породи щільна з крупними вкрапленнями кварцу, польових шпатів і пластинками слюд (біотипів). Залягає у вигляді потьоків і куполів значних розмірів. При вивітрюванні утворюються глинисті породи.

Середні магматичні гірські породи

а) Інтрузивні

Сієніт – повнокристалічна гірська порода, колір залежить від кольору польових шпатів, найчастіше сірий, жовтий, структура дрібнозерниста. За зовнішнім виглядом нагадує граніт, але не містить кварцу, складається з ортоклазу, біотиту, рогової обманки. Другорядні мінерали складають 15%. Залягає у вигляді лаколітів, штоків, дайк. Об'ємна маса 2,6-2,6.

Діорит – повнокристалічна гірська порода темно-сірого або зеленувато-сірого кольору, складена плагіоклазами, але присутня ще рогова обманка, авгіт, іноді біотит, структура зерниста, залягає у вигляді лаколітів, штоків. Об'ємна маса 2,8-3,0.

б) Ефузивні

Трахіт – виливний тонколистий аналог сієніту з тим же мінералогічним складом, що і сієніт. Структура порфірова, вкраплення представлені польовим шпатом, іноді біотитом, роговою обманкою. Забарвлення біле, сіре, жовтувате. Форми залягання – потоки, покриви, куполи. Об'ємна маса 2,2-2,6.

Андезит – виливний дуже щільний аналог діориту, має той же мінералогічний склад, що і діорит. Структура порфірова, основна маса породи щільна або шпарувата з тонкими зернами вкрапленого плагіоклазу. забарвлення сіре, бурувате. Утворює значні лавові потоки, покриви, куполи. Об'ємна маса 2,7-3,1. При вивітрюванні набуває зеленуватого забарвлення і розпадається на вугласті уламки.

Пірфірит – виливний аналог діориту, схожий з андезитом, від якого відрізняється зеленим або бурувато-зеленим забарвленням. Вкраплення плагіоклазів тьмяні, кольорові мінерали (слюди) видозмінені у вторині (сірицит), структура

порфірова, форма залягання – покриви та потоки. Об'ємна маса 2,5-3. При вивітрюванні утворюється рухляк зеленуватого забарвлення.

Основні магматичні гірські породи.

На продуктах вивітрювання основних магматичних порід утворюються багаті ґрунти.

а) Інрузивні

Габро – повнокристалічна з високим вмістом кальцію гірська порода від темно-сірого до чорного кольору. В склад габро входять плагіо-клази (лабрадор, анорит) і авгіт, часто присутні рогова обманка та оливін. Структура зелениста, залягання у вигляді лаколітів, штоків, дайок. Габро дуже щільна порода, об'ємна маса 2,9-3,1.

Лабрадорит – габро, що складається лише з плагіоклазу – лабрадору. Властивості аналогічні габро.

б) Ефузивні, аналогі.

Базальт – ефузивний аналог габро, з тим же мінералогічним складом, що і габро. Забарвлення темне, майже чорне. Структура щільна, але зустрічається шпарувата або порфірова. Зустрічаються базальти у вигляді величезних покривів і потоків, об'ємна маса 3-3,3. Разом з андезитами перевищує об'єм всіх виливних порід у 50 разів. Базальти дуже стійкі до вивітрювання, але на поверхні земної кори перетворюються в глинисті породи, на яких формуються багаті ґрунти.

Діабаз – виливний пористий аналог габро, за складом близький до базальту, але всі мінерали змінені вивітрюванням, тому значне місце в породі займають вторинні мінерали – хлориди, серпентин. Забарвлення від темно-зеленого до чорного. Діабаз утворюють покриви і потоки. Структура дрібно-зерниста, рідше щільна або порфірова. Об'ємна маса 2,7-2,9. В умовах вивітрювання легко перетворюється, як і базальт, в глинистий рухляк.

І клас. Осадкові гірські породи.

Осадкові гірські породи утворюються в процесі переміщення і осідання, продуктів руйнування магматичних і метаморфічних гірських порід. Наприклад, наступ льодовиків з півночі, що періодично повторювався, викликав руйнування магматичних та інших порід, при цьому продукти руйнування переміщувались льодовиками, а після їх танення – водою. Продукти руйнування можуть переміщуватись також вітром, атмосферними опадами, річковими потоками.

На осадкових гірських породах утворюються ґрунти, тому властивості осадкових порід у значній мірі визначають агрономічну і меліоративну якість ґрунтів. Осадкові породи в залежності від генезису поділяються на уламкові (механічні), хімічні та

органогенні гірські породи.

1. Уламкові гірські породи (механічні осади).

Уламкові осадові гірські породи є продуктами механічного (фізичного) руйнування магматичних і метаморфічних порід і представлені уламками різного розміру і форми. Вони класифікуються за розміром, формою, (гостро-кустасті, окатні) і станом уламків (пухкі, зцементовані) (табл.3)

Таблиця 3

Група порід переважаючих розмірів уламків	Тип породи	
	пухкі	Зцементовані
Уламкові: грубоуламкові, необточені > 2 мм	дресва (2-10 мм) щебінь (10-100 мм) брили (100 мм)	Брекчії
грубоуламкові, обточені > 2 мм	гравій (2-10 мм) галька(10-100 мм) валуни (100 мм)	Конгломерати
Середньоуламкові або піщані (псаміти), від 0,05 до 2 мм	піски: кварцеві, слюдисті, залізисті, глауконітові, аркозові, вапнякові	піщаники: кварцеві, слюдисті, залізисті, глауконітові, арнозові
Пилуваті (алеврити) від 0,01 до 0,05 мм	Леси, лесовидні суглинки, вулканічні породи (попіл)	Немає
Глинисті: глини від 0,001 мм	Мономінеральні: каолінові, мортморилонітові Полімінеральні: моренні, стрічкові, кембрійські	Немає
Суглики, супіски	Моренні, делювіальні, алювіальні	Немає

В залежності від розмірів часток, що складають породу, виділяють грубоуламкові, середньоуламкові (піщані), пилуваті і глинисті породи. За станом грубоуламкові піщані породи поділяють на пухкі і зцементовані (табл. 4).

До грубоуламкових відносять породи з розміром часток понад 2 мм. Широко розповсюджені валуни – обточені уламки діаметром понад 100 мм, галька – обточені уламки діаметром від 10 до 100 мм, гравій – обточені уламки від 2 до 100 мм, брили – гострокутові уламки з діаметром понад 100 мм та інші.

До середньоуламкових, або піщаних відносять породи, які складені в основному частками від 0,05 до 2 мм. Пухкі піщані

породи називають пісками, а зцементовані піщаними. І піски, і піщаники можуть бути різними за мінералогічним складом: кварцовими, залізистими, слюдистими і т.д.

До пилюватих відносять пухкі породи, маса яких складена в основному частинками розміром від 0,01 до 0,005 мм. Типові представники пилюватих порід – льоси і льосові суглинки.

Глинистими називають породи, основна маса яких складена частинками меншими 0,01 мм в діаметрі. Глини мають певні фізичні якості: вони погано пропускають воду, у вологому стані липкі, в сухому – дуже щільні. Колір їх може бути різноманітним і залежить від того, який або які мінерали утворюють їх.

Широю розповсюджені у природі змішані піщано-глинисті породи, які складаються з частинок піску, пилу і глини. В залежності від їх співвідношення серед піщано-глинистих порід виділяють супіски, що вміщують 10-20% глинистих частинок, і суглинки, що вміщують 20-60% глинистих частинок. Решта маси в супісках і суглинках припадає на долю пилових і піщаних частинок.

Піщані, пилюваті, глинисті, піщано-глинисті породи найбільш розповсюджені в корі вивітрювання і являють собою великий інтерес, так як є породами, з яких формувалось і формуються ґрунти.

Головні представники уламкових осадових порід одягають тонким покривом літосферу, їх верхній шар є складовою частиною біосфери і являє собою:

1) континентальні: леси, лесовидні суглинки, елювіальні, алювіальні, пролювіальні, делювіальні та еолові відкладання;

2) льодовикові: морени, покривні суглинки, флювіогляційні відкладання, озерно-льодові;

3) морські: глини коричневі, шоколадні та піски;

4) зцементовані осадові уламкові породи: сланці (покривні, глинисті, вугільні, горючі), піщаники, брекчії, конгломерати.

2. Хімічні осадові гірські породи.

Хімічні осадові гірські породи – осади, що утворились в процесі випадання різноманітних хімічних сполук з водних розчинів (галіт, сильвін) або являються результатом хімічних реакцій, що протікають в земній корі (доломіт, лимоніт). Серед хімічних осадових гірських порід деякі є ґрунтоутворюючими, але необхідно пам'ятати, що значна кількість їх служить сировиною для виробництва мінеральних добрив і меліорантів (агроруди).

За хімічним складом розрізняють гідроксиди, карбонатні, сульфатні, галоїдні і фосфатні породи.

а) Гідрооксиди

Боссити складаються в основному з мінералів групи діаспору і гідраргіліту з домішками гематиту, опалу, глинистих мінералів то-

що. Чисті боксити містять Al_2O_3 65-75%, H_2O – 25-35%. Колір білий, сірий, охристий, бурувато-червоний, залягає пластами. Порода тверда, шпарувата, але буває і м'яка, глиноподібна або оолітової будови. Боксити утворюються в процесі вивітрювання силікатів.

Лимоніт. Нині під лимонітом (бурим залізнякам) мають на увазі мінеральний агрегат, що складається з ряду гідроксидів заліза. В природі зустрічається вигляді конкрецій, гульок або у вигляді щільних землястих скупчень. Утворюються екзогенним шляхом у результаті відкладення в озерах та прибережній зоні моря. Використовується як руда на залізо.

б) Карбонатні породи.

Впнякові туфи – шпарувата, ніздрювата порода сірого, сірувато-жовтого кольору, але домішки оксидів заліза забарвлюють її в буро-червоний колір. Це континентальні молоді утворення, що складаються з кальциту. Залягають в місцях виходу мінералізованих ґрунтових вод. В сільському господарстві їх широко використовують для меліорації кислих ґрунтів.

Облітові вапняки складаються з дрібних «іскринок» кальциту, зцементованих кальцитовим цементом. Утворюються на прибережних ділянках теплих морів, залягають у вигляді пластів, характерна ознака – закипання під дією соляної кислоти. В сільському господарстві використовується для меліорації кислих ґрунтів.

Доломіти – відрізняються від вапняків підвищеним вмістом мінералу доломіту. В чиитому вигляді вони містять 54% CaO і 46% $MgCO_3$. Як домішки, містяться оксиди заліза, гіпс, рідше – кварц, глинисті мінерали. Колір сірувато-білий, іноді з жовтуватим або зеленуватим відтінком, будова щільна, форма залягання пластоподібна. Закипають під дією підігрітої соляної кислоти. В сільському господарстві використовуються для вапнування кислих ґрунтів.

Мергели – вапнякові породи хімічного походження. Складаються з кальциту (50-75%) і глинистих мінералів. У вигляді домішок присутні опал, гідроксиди заліза, доломіт. Утворюються в морських лагунах і прісноводних озерах в результаті одночасного осідання карбонатного і глинистого матеріалу. Забарвлення світле, жовтувате, сірувате, рідше буре і червоне. Утворюють пружні товщі з прошарками вапняку. Закипають від соляної кислоти. Використовуються в розмеленому вигляді для меліорації кислих ґрунтів.

в) Сульфатні породи.

Гіпс – є основним мінералом, в числі домішок присутні агідрит, глинисті та інші мінерали. Колір білий, сірий, буруватий. Структура дрібнозерниста, волокниста, листувата. Утворює по-

тужні пласти з прошарками глини, кам'яної солі. Легко розчиняється у воді. Утворюється шляхом випадання з пересичених водних розчинів. В сільському господарстві використовується для меліорації солонцевих ґрунтів.

Ангідрит, або безводний гіпс – при дотику з водою гідратується і переходить у гіпс. Утворюється в процесі дегідратації гіпсу. Колір білий, сірий, голубуватий або червонуватий, структура зерниста розчиняється у воді. Використовується в сільському господарстві як меліорант.

г) Галоїдні породи.

Кам'яна сіль – основний мінерал – галіт, у вигляді домішок зустрічається сильвін, карналіт, глинисті мінерали, гіпс. забарвлення залежить від домішок і буває білим, жовтуватим, синім, червонуватим. Залягає у вигляді пластів, лінз. Легко розчиняється у воді. Утворюється в процесі осідання із засолених водойм.

Калійні солі – зустрічаються в деяких родовищах кам'яної солі. До них відносяться: сильвініт, карналіт, каїніт тощо. Калійні солі найчастіше забарвлені в червонуваті відтінки, мають гірко-солоний смак, добре розчиняються у воді дуже гігроскопічні, особливо карналіт. В природі з розчину осідають останніми, після гіпсу та кам'яної солі, тому знаходяться у верхніх шарах родовищ, утворюючи потужні пласти (в Солікамському родовищі до 100 м), калійні солі є сировиною для виготовлення калійних добрив.

д) Фосфатні породи.

В цю групу входять породи, що містять від 12 до 40% P_2O_5 у вигляді фосфорних мінералів. З фосфорних порід головними є родовища фосфоритів.

Фосфорити – складні за хімічним складом породи, в яких домінують CaO і P_2O_5 . У вигляді домішок знаходяться кальцит, кварц, пірит, органічна речовина, оксиди заліза тощо. Колір фосфату від білого до майже чорного. Походження органогенне, але частіше – хімічне. Зустрічаються у вигляді конкрецій і бугорків, нерідко у формі суцільних щільних мас. Фосфорити широко використовуються як сировина для виробництва фосфорних добрив.

Органогенні осадові гірські породи.

Органогенні породи утворились з решток відмерлих організмів -тваринних і рослинних. За хімічним складом їх можна розподілити на 3 групи: карбонатні, кремністі, вуглецеві.

а) Карбонатні породи.

Вапняки – утворюються на дні глибоких водоймищ за рахунок вапнякових решток організмів. Вапняки складаються з мінералу кальциту, бурхливо закипають від соляної кислоти,

мають білий, сірий або бурувато-червонуватий колір, відзначаються значною шпаруватістю. Залягають у вигляді пластів потужністю в декілька десятків метрів. Назва вапняків визначається за рештками організмів, з яких вони складені: черепашкові, коралові, фузулінові, нумулітові і т.д. Застосовуються в сільському господарстві для меліорації кислих ґрунтів.

Крейда – різновид вапняків, її утворення пов'язане з осіданням на дні моря скелетів мікроскопічних водоростей та тваринних організмів. Забарвлення біле, має землисте складення, залягає у вигляді потужних пластів, складається на 80-95% з кальциту.

б) Кремністі породи.

Трепел – легка землиста порода, складається з опалу або халцедону з домішками оксидів заліза, марганцю і глинистих мінералів. Забарвлення біле, світло-сіре, жовтувате. Утворюється на дні мілководних морських і прісних водойм із скелетів губок, радіолярій. Залягає шарами, легко розтирається пальцями.

в) вуглецеві породи, (каустобіоліти).

Торф – складається з неповністю перегнилих і обвуглених решток болотних рослин (мохів, очеретів, осоки тощо). Забарвлення від солом'яно-жовтого (верхові болота) до бурочорного та чорного (низинні болота). Склад сухого торфу: вуглець – 60%, кисень – 32%, водень – 6%, азот – 2-4%. Середня зольність – 5-30%, рН – 3,6 -5,5%; відзначається великою шпаруватістю і вологоємкістю. Містить до 30% гумінової кислоти. Залягає у вигляді шарів потужністю від 2-7 до 30 метрів. В сільському господарстві застосовується як органічне добриво.

Викопне вугілля – являє собою різні стадії обвуглення рослинних решток без достатнього доступу кисню при участі бактерій. Якщо утворення торфу проходить на протязі тисячоліть, то стадія перетворення торфу у вугілля тягнеться мільйони і десятки мільйонів років.

В залежності від ступеня обвуглення розрізняють буре вугілля, кам'яне та антрацит. Буре вугілля має буро-чорне забарвлення, в складі біля 60% вуглецю, кам'яне вугілля – слідує стадія обвуглення. Воно більш щільне, має чорне забарвлення, шарувату будову, містить біля 80% вуглецю. Антрацит – остання стадія утворення викопного вугілля. Колір чорний, блиск напівметалевий, концентрація вуглецю досягає 95%. Залягає у вигляді пластів.

Горючі сланці – складаються із суміші глинистих і вапнякових частинок та органічного мулу. Породи щільні, іноді розщеплюються на тонкі пластинки, часто темного забарвлення.

Нафта – рідка горюча масляниста порода з характерним запахом. Складається із суміші вуглеводнів парафінового і бензольного ряду.

Шклас. Метаморфічні гірські породи.

Метаморфічні гірські породи утворюються в результаті зміни магматичних і осадових порід під впливом високих температур і тиску, які відчужаються на певній глибині в земній корі. В процесі метаморфізму змінюється структура порід, їх мінералогічний склад, і утворюються зовсім нові породи.

Розрізняють такі види метаморфізму:

Контактний метаморфізм. Найчастіші явища метаморфізму відбуваються в зоні прориву рідкої магми. Пробиваючись з величезною силою, магма завдає колосального тиску на котакті породи, який вимірюється сотнями тисяч атмосфер і нагрває їх до 1000-1500°C. В процесі такого впливу прилягаючі породи перетворюються в метаморфічні, при цьому змінюється їх структура, хімічний і мінералогічний склад. Так, при контактному метаморфізмі з аморфних залізняків утворюються кристалічні мармури, з піщаників – кристалічні кварцити.

Динамометаморфізм – перетворення порід під впливом високого тиску, який виникає при процесах гороутворення, при цьому типі метаморфізму нових мінералів не утворюється. В основному, формуються породи типу глинистих сланців.

на великих глибинах в земній корі. Чим більша глибина, тим значніша зміна порід. Тому у верхній зоні (5-7 км) утворюються сланці талькові, хлоритові, в середній зоні (8-10 км) – гнейси.

Характеристика метаморфічних гірських порід

Мармури – масивна, зерниста порода, що складається з кальциту і різних домішок (табл. 4)

Колір білий, але від домішок змінюється на жовтий, рожевий, голубий тони.

Кварцити – масивна кристалічна порода зернистої структури, складається з кварцу з домішками слюди та хлориту, забарвлення біле, сіре, рожеве, малинове. Дуже щільна і міцна порода.

Гнейси – кінцевий продукт метаморфізму багатьох осадових і кислих магматичних порід. Забарвлення світле – сіре, зеленувате. За мінеральним складом гнейси схожі на граніт, але відрізняється тим, що мінерали в них розташовані не хаотично, як у гранітах, а орієнтовано, найчастіше розташування мінералів смугасте (збровидне).

Кристалічні сланці – велика група метаморфічних порід сланцюватої структури.

Таблиця 4
Класифікація метаморфічних порід

Назва	Структура	Склад	Колір	Породоутворюючі мінерали
Гнейс	Кристалічна	Стрічковий або стрічкуватий	Сірий, рожевий, сіро-жовтий	Польований шпат, рогова обманка, авгіт, слюда, кварц
Слюдяний сланець	Кристалічна	Тонкошарий або листуватий	Сірий, сіро-зелений, чорний	Слюда домішок кварцу
Тальковий сланець	Кристалічна	Сланцюватий	Сірий, сіро-білий, сріблястий	Тальк, може бути домішок польового шпату
Хлористий сланець	Некристалічна	Площатий або масивний	Зелений	Хлорит, кварц
Глинистий сланець	Кристалічна	Масивний	Сірий, зеленуватий, чорний	Кальцит, бувають домішки кварцу, доломіту, рогової обманки, польового шпату
Мармур	Кристалічна		Білий, сірий, рожевий, длакітний	Кварц
Кварц	Кристалічна		Білий, рожевий, жовтий, світло-сірий	

При виході на поверхню легко вивітрюються, перетворюються в глину.

Плюдяні сланці – сланцюваті породи, що складаються з кварцу, слюди та хлориту. Від гнейсів відрізняються відсутністю польових шпатів і різко вираженою сланцюватістю.

Талькові сланці – тонкосланцеві породи, що складаються з лусочок хлориту, слюди та зерен кварцу. Колір зеленуватий, на дотик дуже м'які і жирні.

Покрівельні сланці (філіти) – тонкосланцювата, скритолауичата порода. Забарвлення змінюється від світло-сірого до чорного або зеленого, складається з тонкозернистого кварцу і слюди з домішками глинистих мінералів і хлоритів. Співвідношення між магматичними, метаморфічними і осадовими породами в різних частинах літосфери відмінне. Глибинні солі її складаються в основному з магматичних порід, поверхневі ж шари на 75-8% складені осадовими породами і лише 20-25% припадає на долю магматичних і метаморфічних порід, що виходять на поверхню літосфери при гороутворенні і вулканізації.

Агрономічні руди.

Агроруди – гірські породи, які є сировиною для

виробництва мінеральних добрив і застосовуються для покращення фізичних і хімічних властивостей ґрунту.

Всі агроруди поділяються на такі види:

1. Органічні агроруди
2. Азотнокислі агроруди
3. Фосфатні агроруди
4. Калійні агроруди
5. Агроруди, що містять мікроелементи
6. Вапнякові агроруди
6. Гіпсові агроруди
1. Органічні агроруди.

Торф – належить до органічних порід. Це пухка порода бурого або темно-бурого кольору, що складається з рослинних решток різного ступеня розкладення. Всі торфи поділяються на верхові та низинні.

Верхові торф'яники розташовані на підвищених елементах рельєфу, відзначаються слабим ступенем розкладання рослинних решток і низькою зольністю. Вони містять 1-2% азоту, 0,1-0,2% P_2O_5 , 0,1% K_2O утримують до 12% води. Такий торф використовують як підстилку на тваринницьких фермах, а потім в компостованому вигляді разом з мінеральними добривами – як органічне добриво.

Низинні торф'яники формуються в умовах надлишкового зволоження мінералізованими ґрунтовими водами. Ці торф'яники мають високий ступінь розкладання і високу зольність, такий торф використовують безпосередньо як органічне добриво, що містить 2-4% азоту, 0,3-0,7% P_2O_5 , 0,1-0,3% K_2O , до 25-35% гумінових кислот.

2. Азотнокислі агроруди.

Натрієва (чилійська) селітра $NaNO_3$.

Калієва селітра – KNO_3 .

Селітри застосовуються як азотне добриво.

3. Фосфатні агроруди.

До фосфатних агроруд належать апатити і фосфори.

Апатити – в чистому вигляді зустрічаються, як правило, в суміші з іншими мінералами. В чистому апатиті міститься 42% P_2O_5 . В земній корі апатит має широке розповсюдження. Він входить до складу багатьох гірських порід. Апатити служать сировиною для виготовлення фосфорних добрив – суперфосфату.

Фосфорити – крім кальцієвих солей фосфорної кислоти містять у вигляді домішок кальцит, полуторні оксиди, пісок, глину тощо. Фосфорити бувають кристалічні і аморфні. Кристалічні фосфорити містять 65-80% фосфорно-кислого кальцію, аморфні – 20-60%. Кристалічні фосфорити важкорозчинні, як і апатити,

тому для безпосереднього використання непридатні. Аморфні фосфорити більш розчинні у воді, тому застосовуються у тонко-розмеленому вигляді на кислих ґрунтах як фосфорне добриво (фосфоритне борошно).

4. Калійні агроруди – це ті породи, які містять водорозчинні калійні солі: сильвін, сильвініт, карналіт тощо. Всі ці мінерали в земній корі утворюють значні родовища, які служать сировиною для виробництва калійних добрив.

5. Агрономічні руди – це руди, що містять мікроелементи (марганець, мідь, бор, кобальт, молібден та багато інших).

Для виробництва мікродобрив служать мінерали – сірчисті сполуки, оксиди. Часто як мікродобрива використовують відходи збагачення та шлаки основного виробництва, наприклад, мідноплавильного.

6. Вапнякові агроруди застосовуються для меліорації кислих ґрунтів і як добриво. До вапнякових агроруд належать: вапняки, вапнякові туфи, мергель, доломіт.

Вапняки – осадові гірські породи, що містять карбонат кальцію з домішками глини і пуску. Для виготовлення вапнякових добрив вапняки піддаються тонкому розмолу, щоб 50% борошна проходило через сито з діаметром отворів 0,3 мм.

Вапнякові туфи представлені пухким карбонатом кальцію, застосовуються для вапнування кислих ґрунтів.

Мергель – карбонатна порода. Містить 50-75% CaCO_3 , 25-50% глини, піску, лимоніту тощо. Застосовується без розмелу. Щільні види мергелю рекомендують вивозити в поле і залишати в купах на зиму, протягом якої мергель перетворюється в сипучу масу.

Доломіт – карбонатна порода, що складається з кальциту і магнезиту. Для добрив і меліорації кислих ґрунтів використовується доломітове борошно – сіро-жовтий порошок.

7. Гіпсові агроруди.

До гіпсових агроруд належать породи, що складаються, в основному, з мінералу гіпсу. В сільському господарстві використовуються для меліорації солончаків, солонців та солонцюватих ґрунтів.

А г р о н о м і ч н і р у д и.

Під рудою в широкому розумінні цього слова слід розуміти ту чи іншу гірську породу – корисну копалину. Агрономічними рудами звуться такі гірські породи, які використовують для отримання добрив або самі служать добривами. В практиці сільського господарства велике значення мають такі агрономічні руди.

1. Ванпнякові – вапняки, вапнякові руди, озерне вапно, мергель, доломіти. Всі вони мають у своєму складі CaCO_3 і застосовуються для нейтралізації надлишкової кислотності

ґрунтів і як джерело кальцію і магнію (доломіту) для рослин.

2. Гіпсові – в основному гіпс – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, який застосовується для гіпсування солончаків і солончакових ґрунтів.

3. Калійні – сильвін – KCl , сильвініт $\text{NaCl} \cdot \text{KCl}$, карналіт – $\text{KCl} \cdot \text{MgCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, каїніт – $\text{KCl} \cdot \text{MgO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ та інші. Використовуються як сировина для одержання калійних добрив.

4. Азотнокислі – натрієва, або чилійська, селітра NaNO_3 і калійна селітра – KNO_3 .

5. Фосфатні – апатити – $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{FCl})_2$, фосфорити, хімічний склад яких змінюється в залежності від домішок, вівіаніт – $\text{Fe}(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ служать сировиною для фосфорних добрив.

6. Органічні – торф, річкові, озерні, ставкові намули. Торф у вигляді компостів використовують як органічне, багате азотом, добриво.

7. Агроруди, що містять у собі мікроелементи – марганцеві (піролюзит, брауніт, манганіт і т.д.), цинкові (цинкова обманка, смітсоніт, гідроцинкніт, госларит та інші), борвміщуючі (водорозчинні мінерали і бура), а також мідні, кобальтові, молібденові і т.д. Слід мати на увазі, що багато з цих цінних мікроелементів, необхідних для рослин, знаходяться у відповідних агрорудах у край розсіяному стані, тому як мікродобриво використовують найчастіше продукти збагачення агроруд, що вміщують мікроелементи, а також побічні продукти хімічної, вугільної, металургійної та інших галузей промисловості.

3.2. Походження та класифікація мінералів. Характеристика та основні діагностичні ознаки мінеральних агрегатів. Первинні та вторинні мінерали, їх хімічний склад і фізичні властивості.

Основою складовою частиною ґрунту є її тверда фаза. Вона складається на 90-99% з уламків мінералів і гірських порід різного діаметра. Кількість ґрунту, його родючість визначається складом мінералів. Для того, щоб зрозуміти, від чого залежить морфологічна будова, фізичні та хімічні властивості ґрунту, слід вивчити походження і властивості мінералів.

Мінералом називають природне тіло однорідного хімічного складу, що має у всій своїй масі однакові фізичні властивості.

За походженням мінерали розділяються на первинні та вторинні. До первинних відносяться мінерали, що утворились при охолодженні магми, а до вторинних ті, які виникли іншими шляхами: при хімічному руйнуванні первинних мінералів, при осіданні солей із водних розчинів і їх кристалізації, а також в результаті життєдіяльності мікроорганізмів.

Всі мінерали мають певні фізичні властивості, завдяки яким

їх відрізняють один від одного. Це – колір мінералу, його риси (або порошку), твердість, спаяність, злом, блиск та деякі інші. Крім того, для мінералів характерна певна форма.

В земній корі мінералів нараховується понад 3000. Найголовніших породоутворюючих мінералів є близько 60.

За фізичним станом мінерали поділяються на тверді, рідкі і газоподібні.

1. Тверді мінерали найчастіше мають кристалічну будову (ортоклаз, мікроклін, альбіт, слюда, галіт). Рідше їх будова аморфна (лимоніт, кремій, асфальт).

Молекули, атоми або іони, що входять до складу мінералів кристалічної будови, розташовуються у суворому геометричному порядку, утворюючи просторові кристалічні решітки. Якщо вузли решітки утворені молекулами, то така кристалічна решітка називається молекулярною (янтар), якщо атомами – атомарною (алмаз, графіт), якщо іонами – іонною (галіт, кальцит, пірит).

Кристалічні мінерали можуть бути однорідними або анізотропічними, мати здатність самоогранюватись, а також відрізняються один від одного рядом фізичних (забарвлення, твердість, спайність), хімічний (горючість, розчинність у воді, лугах, кислотах, запах) і морфологічних (форма, розмір, розташування кристалів) властивостей.

Однорідність – кожний уламок кристала має ті ж властивості, що і весь кристал.

Анізотропність – зміна забарвлення, спайності, твердості, електропровідності, коефіцієнт лінійного розширення, світлозаламлення кристалу в залежності від напрямку осей симетрії. Наприклад, в залежності від напрямку кристали польових шпатів мають неодинакові коефіцієнти заломлення світла, спайність слюд виражена тільки в одному напрямі.

Самоогранювання – здатність утворювати при кристалізації правильні геометричні фігури: куб (галіт), шестигранна призма (гірський кришталь), ромбоєдр (кальцит) і т.д.

Тверді аморфні мінерали утворюються головним чином при швидкому охолодженні розплавленої магми (пемза, обсидіан). У мінералів аморфної будови молекули або атоми розташовані хаотично. Всі фізичні властивості їх однакові не залежно від напрямку, тобто вони ізотропні (рівновластиві). Аморфна будова мінералів нестійка і з часом може переходити в кристалічну.

2. Рідкі матеріали – вода, нафта, ртуть самородна.

3. Газоподібні матеріали – гази атмосфери (азот, кисень, вуглекислий газ, аргон), газоподібні продукти природних геологічних процесів (метан, сірководень, аміак). Вони представлені сумішами газів і тому мінералами їх можна назвати лише

умовно.

Необхідно знати, що всі процеси, в результаті яких відбувається утворення мінералів, можна розподілити на три групи: ендогенні, екзогенні та метаморфічні.

І. Ендогенні процеси відбуваються всередині Землі і пов'язані з магматичною діяльністю.

Мінералоутворення відбувається в умовах високих температур і великих тисків. Всі ендогенні процеси поділяються на магматичні, пневматолітові і гідротермальні.

а) Магматичний процес – утворення мінералів в результаті кристалізації магми. Магма – рухомий тістоподібний розплав, насичений газами і парами води. Кристалізація магми починається при температурі біля 1600°C . Спочатку кристалізується тугоплавкі матеріали (магнетит, апатит). При нижчій температурі виділяються з магми залізомагнезійні силікати (оливін, авгіт, рогова обманка, біотит). При пониженні температури до $900-800^{\circ}\text{C}$ кристалізується плагіоклази (анортит, лабрадор, альбіт), польові шпати (ортоклаз, мікроклін), мусковіт, кварц.

б) Пневматолітовий процес – утворення мінералів із газоподібних компонентів, які випаровуються з магми при її охолодженні. Цим способом утворюються самородна сірка, мінерали бору, олов'яний камінь тощо.

в) Гідротермальний процес – утворення мінералів з нагрітих водних розчинів при їх охолодженні нижче критичної (374°C) температури. Вода при температурі вище 300°C і високому тиску розчиняє метали. При охолодженні з розчинів випадають у осад в тріщинах, пустотах – кварц, золото, флюорит, барит, пірит, галеніт, сфалерит, кальцит, апатит тощо.

2. Екзогенні процеси – утворення мінералів на поверхні землі і у водному середовищі в умовах нормального тиску та низьких температур: роздріблення раніше утворених гірських порід і мінералів, перенесення та накопичення осадів, а також утворення нових вторинних мінералів. Екзогенне мінералоутворення поділяється на механічне, хімічне та біохімічне.

а) Механічне утворення мінералів відбувається шляхом механічного руйнування гірських порід. Так, з гранітів і ультраосновних порід утворюються слюди, польові шпати, кварц у формі піску та гравію, розсипні родовища золота, алмазів, платини. Нових (вторинних) мінералів при цьому не утворюється.

б) Хімічне утворення – випадання кристалів мінералів з водних розчинів морів, озер, мілководних лагун (гіпс, сильвін, мірабиліт тощо), а також синтез вторинних матеріалів при хімічному вивітрянні гірських порід і мінералів (гідросюди, каоленіт, мон-

тморилоніт, сульфати, окисли, гідроокисли, карбонати та інші).

в) Біохімічне утворення мінералів відбувається в результаті життєдіяльності організмів, що населяють мілководні ділянки морів та океанів. Наприклад, морські водорості, молюски, при відмиранні залишають накопичення кальциту; діатомові водорості сприяють накопиченню опалу, а залізобактерії – лимоніту.

3. Метаморфічні процеси утворення мінералів відбуваються на великих глибинах земної кори і полягають в глибокому перетворенні раніше сформованих гірських порід і мінералів під дією високого тиску і високих температур. Таким чином з аморфних крейд і вапняків утворюється кристалічний мрамур, який складається з чистого кальциту, з магматичних порід – магнети, рогова обманка, тальк, корунд, мусковіт, ортоклаз.

Для визначення мінералів у природі і уяві про їх значення в ґрунтоутворенні необхідно вивчати їх морфологічні, фізичні та хімічні властивості.

І. До морфологічних відносяться ті властивості, які можна визначити візуально – зовнішній вигляд і форма.

Зовнішній вигляд мінералів:

а) зернисті – їх маса складається із зерен (кристалів), що однаково розвинуті по всіх трьох осях симетрії (сірка, галеніт, галіт);

б) голчасті, волокнисті, призматичні – кристали мають видовжену форму (азбест, гіпс волокнистий);

в) пластинчасті, листуваті або лускуваті – кристали добре розщеплюються на листки або лусочки (мусковіт, біотит);

г) щільні або прихованокристалічні – контури кристалів помітні тільки під мікроскопом (халцедон);

д) землясті – зовнішній вигляд нагадує ґрунт, легко розтирається пальцями (каолініт, монтморилоніт).

Зовнішній вигляд в залежності від умов утворення змінюється. Наприклад, гіпс може бути зернистим, пластинчастим, волокнистим.

Відомі основні форми знаходження мінералів:

а) одиночні кристали – зустрічаються різних розмірів – від долей міліметра до двох метрів (гірський кришталь, гіпс);

б) двійники і трійники – взаємне зростання двох або трьох кристалів (гіпс, ортоклаз, кварц);

в) друзи – група кристалів, що зрослися основами, різної величини та орієнтації (кальцит, гірський кришталь, гіпс);

г) щітки – група кристалів, що зрослися, однакових за розміром та однакової орієнтації (кварц, кальцит);

д) жеоди – викристалізація мінералу в порожнинах гірських порід від периферії до центру порожнини (сірка, аметист, гіпс);

е) конкреції – кулеподібні форми утворення пошаровим

радіальним наростанням кристалів (фосфорит, пірит, гіпс);

є) ооліт -зцементовані кульки невеликих розмірів, що мають шаркрупувату будову (піролюзит, боксит, лимоніт);

ж) дендрит – деревовидні агрегати мінералів на стінах гірських порід (піролюзит, золото, мідь, срібло);

з) натічні форми – утворюються сполуками, що випадають з розчинів у осад(малахіт, кальцит).

2. Для визначення мінералів у природі необхідно вивчати їх головні фізичні властивості:

а) Колір. Деякі мінерали мають постійний колір – сірка завжди жовта, малахіт – зелений, кіновар – червона. Для таких мінералів колір являється визначальною ознакою. Більшість мінералів може змінювати забарвлення, що найчастіше обумовлене присутністю різноманітних домішок. Так кварц може бути безбарвним, чорним, зеленим і т.д.

б) Колір риски мінералу – колір порошку мінералу або слід, що залишається мінералом на неглянцевій фарфоровій пластинці. Деякі мінерали з постійним кольором мають риску іншого кольору: пірит в куску золотисто-жовтий, а риска його чорна; колір галеніту темно-сірий, але слід риски бурий.

в) Твердість – ступінь опірності мінералу зовнішньому механічному впливу інших мінералів. Твердість мінералів визначається в умовних одиницях за шкалою Мооса, що складається з десяти мінералів – еталонів (табл. 15). Слід мати на увазі, що основна ознака, що характеризує мінерал, є твердість.

*Таблиця
Шкала твердості Мооса*

Еталонні мінерали	Умовне число твердості за Моосом	Справжнє число твердості в кг/мм ²
Тальк	1	2,4
Гіпс	2	36
Кальцит	3	109
Флюорит	4	189
Апатит	5	536
Ортоклаз	6	795
Кварц	7	1120
Корунд	8	2060
Алмаз	9	10060

Використовуючи шкалу Мооса, можна методом порівняння, тобто подряпуванням одного металу іншим, визначити твердість. Більш тверді мінерали лишають подряпини на менш твердих. При відсутності еталону твердість визначають наближено при допомозі подряпування мінералів нігтем

(твердість біля 2), ножем (твердість від 3 до 5), склом (твердість понад 5,5).

г) Блиск – здатність мінералів відбивати своєю поверхнею світло. Блиск буває металічний і неметалічний. Металічний блиск мають саморідні елементи, більшість сульфідів, деякі окисли (золото, галеніт, пірит, піролюзит тощо). Неметалічний блиск може бути алмазним (сфалерит, кіновар), складним (кварц, кальцит), шовковистим (азбест), перламутровим (слюда, лимоніт, каолініт).

д) Спайність – здатність мінералів розділятися на тонкі пластинки, волокна або розколюватися на правильні окремість. Спайність мають кристалічні мінерали.

Розрізняють три види спайності:

1. досить досконалу – мінерали легко розщеплюються на пластинки (слюди);

2. досконалу – мінерали при ударі розколюються на правильні окремість (кальцит, польові шпати, галіт);

3. недосконалу – мінерали при ударі розколюються на уламки випадкової форми (кварц, корунд).

е) Злам з'являється в результаті розламування мінералу не по спайності. За своєю формою злами бувають раковистими (кварц, халцедон), зернистими (магнетит, апатит), скалкуватими (гіпс волокнистий, азбест), ступінчастими (польовий шпат).

є) Питома маса – вага в грамах 1 см³ мінералу. Змінюється в значних межах – від 0,6 до 23, але у більшості мінералів вона коливається в межах 2-2,5.

Всі мінерали в залежності від питомої маси поділяються на три групи:

легкі – питома маса до 2,5 г/см³ (гіпс, галіт, сірка);

середні – 2,5-4 г/см³ (кварц, польові шпати, кальцит);

важкі – більш 4 г/см³ (гематит, магнетит, барит).

ж) Магнітність – властивість мінералів відхиляти магнітну стрілку компаса. Цією властивістю наділені мінерали, що містять залізо і нікель (магнетит).

з) Мінливість – утворення строкатого забарвлення поверхні (халькопиріт, малахіт).

и) Іризація – здатність мінералу міняти колір в залежності від умов освітлення (синя іризація у темно-сірого лабрадора).

3. Не менше значення в розпізнаванні мають хімічні властивості мінералів:

а) Смак. За смаком мінерали бувають солоні (галіт), гірко-солоні (сильвін), гіркі (карналіт), пекучі (селітра), лужні (сода), в'язкі (мідний купорос).

б) Закипання під дією кислоти – характерне для мінералів групи карбонатів. Під дією соляної кислоти на карбонати

відбувається реакція розкладення карбонатів з виділенням вуглекислого газу.



Виділення CO_2 супроводжується “шипінням” і утворенням бульбашок (закипанням).

Кальцит закипає від холодної 10% HCl , доломіт – після подрібнення в порошок, магнезит – під дією підігрітої HCl .

в) Розчинність мінералів у воді. Всі мінерали поділяються на нерозчинні у воді (кварц), слабозрозчинні (кальцит, доломіт, гіпс) і добре розчинні (галіт, сильвіт, селітри).

г) Запах. Деякі мінерали мають сірчаний запах, інші фосфор при ударі один об другий виділяють запах паленої кістки; інші миш'як – запах часнику.

д) Горючість. Всі мінерали поділяються на горючі (сірка, янтар) і негорючі.

е) Колір полум'я на горілці. Мінерали, що містять натрій, забарвлюють полум'я в оранжевий; мінерали, що містять мідь – в зеленуватий і т.д.

Для того, щоб мати уяву про мінерали як природні сполуки, що складають тверду фазу ґрунту, яка є джерелом живлення рослин, слід засвоїти насамперед класифікацію і властивості найголовніших породоутворюючих мінералів. Найпоширенішою є спрощена класифікація, що побудована за хімічним принципом, згідно з яким виділяють 7 класів мінералів:

- I – самородні елементи;
- II – сірчисті сполуки;
- III – окисли та гідроокисли;
- IV – солі кисневих кислот;
- V – силікати;
- VI – галоїдні сполуки;
- VII – органічні.

І клас – самородні елементи

До цього класу відносяться мінерали, що складаються з одного елемента: метали (золото, платина, срібло) і металоїди (сірка, графіт, алмаз).

Сірка – S – світло-жовтого кольору, твердість 1-2, питома вага 2,0; блиск жирний, спайність недосконала. Легкоплавка, горить з виділенням задушливого сірчаного газу. Залягає в земній корі неглибоко у вигляді кірок, нальотів, друз, лінз. Застосовується у сільському господарстві для боротьби з шкідниками і хворобами та як добриво.

Графіт – C – колір темно-сірий до чорного, риска чорна,

твердість I, питома вага 2,1-2,3 блиск жирний, спайність досконала, магматичного і метаморфічного походження. Застосовується в техніці.

II клас – сірчисті сполуки (сульфіди)

Сульфіди – солі сірчатої кислоти – H_2S . Мінерали цього класу найчастіше гідротермального походження, мають металічний блиск, велику питому вагу (3,5-10,6), низьку (2-4) і середню (6) твердість. В ґрунтоутворюючих породах і ґрунтах зустрічаються в невеликій кількості.

Галеніт (свинцевий блиск) – PbS – колір свинцево-сірий, риска чорна, твердість 2-3, питома вага 7,4-7,6, блиск алмазний, спайність досконала. Найважливіша руда для одержання свинцю і срібла.

Сфалерит (цинкова обманка) ZnS – коричневого або свинцевого кольору з бурою рисою, твердість 3-4, питома вага 4, блиск алмазний, спайність досконала. Головна руда на цинк.

Пірит (сірчаний або залізний колчедан) – FeS_2 – має латунно-жовтий колір, риска чорна, твердість 6-6,5, питома вага біля 5, блиск металічний, спайність досконала (в крупних кристалах). Пірит – основна сировина для одержання сірчаної кислоти. Піритні недогарки (відходи промисловості) являються цінним мікродобривом і використовуються як меліорант для покращення солонцевих і солонцюватих ґрунтів.

Халькопірит (мідний колчедан) – $CuFeS_2$ – латуно-жовтого кольору з мінливістю, риска чорна, твердість 3,5-4, питома вага 4,1-4,3, блиск металічний, спайність відсутня. Основна руда на мідь.

Кіновар – HgS – червоного кольору з червоною рисою, твердість 2-2,5, питома вага 8-8,2, блиск алмазний, спайність досконала. Основна руда на ртуть.

III клас – окисли та гідрокисли

Важливо пам'ятати, що до складу окислів і гідрокислів відносяться кисневі безводні сполуки металів і металоїдів. Окислів у літосфері міститься біля 17%, з них на долю кварцу припадає 12,6%, на долю окислів і гідрокислів заліза – 3,9%. Ґрунтоутворюючі породи і ґрунти містять до 50-95% окислів неметалів і до 10-15% окислів металів. Вони відіграють важливу роль в процесах ґрунтоутворення. Окисли заліза і алюмінію в агрономії називають полуторними окислами.

а) Окисли металів

Піролюзит – MnO_2 – темно-сірого до чорного кольору з чорною рисою, твердість 2-5, питома вага 4,7-5, матовий блиск, спайність відсутня; зустрічається у вигляді оолитових,

землистих або натічних форм. Є рудою на марганець. В сільському господарстві застосовується у вигляді мікродобрив.

Гематит (червоний залізняк) – Fe_2O_3 – червоного кольору з вишнево-червоною рисою, твердість 5,5-6, питома вага 5,0-5,3; блиск металічний, спайність відсутня. Походження гематиту первинне (при вулканічних виверженнях і метаморфізмі) і вторинне (при хімічному вивітрюванні магнетиту). Найважливіша руда на залізо.

Магнетит (магнітний залізняк) – Fe_3O_4 – чорного кольору з чорною рисою, твердість 5,5-6, питома вага – 5-5,1; блиск металічний, спайність відсутня, зустрічається у вигляді щільних дрібнокристалічних зернистих мас, має сильну магнітність. Походження магматичне і метаморфічне. Є рудою на залізо.

Лимоніт (гетит, бурий залізняк) – $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ гідроокисел жовто-бурого або лимонного кольору зі світло-бурою рисою, твердість непостійна (1-5,5), питома вага 2,7-4,5; блиск матовий, будова скритокристалічна. Лимоніт утворюється в процесі ґрунтоутворення при окисленні піриту, при гідролізі алюмосилікатів, а також накопичується на дні мілких водоймищ як продукт життєдіяльності бактерій. Використовується як залізна руда. Корунд – Al_2O_3 – блакитно-сірого або жовто-сірого кольору, риси не дає, твердість відсутня. Корунд магматичного і метаморфічного походження. Застосовується як абразивний матеріал. Забарвлені прозорі різновидності корунду: червоний-рубін, синій-сапфір, безбарвний-лейкосапфір, зелений-ізумруд, жовтий-топаз. Вони являються дорогоцінними каменями. Темний дрібнозернистий корунд називається наждаком.

Боксит – складається з гідрагіліту – $\text{Al}(\text{OH})_3$ і діаспору $\text{AlO}(\text{OH})$ з домішками гематиту, опалу, глинистих мінералів. Колір бокситів білий, жовтий, буровато-червоний; використовується боксити для одержання алюмінію.

Гідраргіліт – $\text{Al}(\text{OH})_3$ – гідроокисел, містить 65,4% Al_2O_3 . Білий колір, твердість 2,5-3,5, питома вага 2,3-3,4, утворює тонкопластинчасті кристали з перламутровим блиском. Зустрічається в бокситах. В ґрунтах знаходиться в розсіяному вигляді до 5 і більше процентів. Бере участь в утворенні складних органо-мінеральних сполук, в колоїдному стані поглинає аніони. Алюмінієва руда.

б) Окисли неметалів

Кварц – SiO_2 – безбарвний або забарвлений в різні кольори в залежності від наявності домішок, риси не має, твердість 7, питома вага 2,55-2,60; блиск скляний, спайність дуже недосконала, злом раковистий. Кварц первинний – магматичного походження, вторинний – утворений при вивітрюванні алюмосилікатів. Кварц являється

породоутворюючим мінералом. Він входить до складу магматичних, осадочних і багатьох метаморфічних гірських порід. В ґрунтах міститься від 50-60 до 95%.

В природі існують кілька різновидностей кварцу: гірський кришталі – викристалізована у вигляді шестигранних призм прозора різновидність кварцу; халцедон – скритокристалічна непрозора різнокольорова різновидність кварцу; агат – полосчата різновидність халцедону; кремін – різновидність халцедону з домішками глини; яшма – різновидність кременю, має різне, часто строкате, забарвлення; опал – $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ – гідрокисел, аморфна різновидність кварцу з вмістом води, який змінюється.

ІV клас – солі кисневих кислот

Необхідно знати, що мінерали цього класу мають досить широке розповсюдження. Цей клас поділяється на чотири підкласи: карбонати, сульфати, фосфати, нітрати.

I. Карбонати – солі вугільної кислоти – H_2CO_3 . Всі мінерали, що належать до цієї групи, мають середню твердість, неметалічний блиск, невелику питому масу і досконалу спайність. Основна ознака – розчинення в кислоті з виділенням вуглекислого газу. Походження гідротермальне, метаморфічне і екзогенне.

Кальцит (вапняковий шпат) CaCO_3 – безбарвний або білого, жовтуватого, буруватого кольору, риска біла, твердість 3, питома маса 2,6 – 2,8; блиск скляний, спайність досить досконала, закипає бурхливо від 10% соляної кислоти. Кальцит являється породоутворюючим і ґрунтоутворюючим мінералом. Різні форми карбонату кальцію застосовуються для покращення кислих ґрунтів. Відіграє надзвичайно важливу роль у ґрунтоутворенні.

Доломіт – $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$ білого, сірого, жовтуватого кольору з білою рисою, твердість 4 – 3,5, питома маса 1,8 – 2,9, блиск скляний, спайність досконала (в крупних кристалах). Порошок доломіту закипає від 10% соляної кислоти. В сільському господарстві використовується для покращення кислих ґрунтів.

Магнезит – MgCO_3 – білого кольору з жовтуватим або сіруватим відтінком, риска біла, твердість 4-4,5, питома вага 2,9-3,1, блиск скляний, спайність досконала, реагує з підігрітою соляною кислотою. Використовується для виготовлення вогнетривкої цегли та цементу. В ґрунті міститься 0,1-2%, має велике значення в процесах ґрунтоутворення.

Малахіт (мідна зелень) – $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ – яскраво-зеленого кольору з блідо-зеленою рисою, твердість 4, питома вага біля 4, блиск скляний, спайність відсутня, добре розчиняється в соляній

кислоті. Утворюється при окисленні сульфідів. Застосовується як декоративний камінь і являється рудою на мідь.

2. Сульфати – солі сірчаної кислоти H_2SO_4 . Мінерали вторинного екзогенного утворення, невеликої питомої ваги і твердості, колір не постійний, риска біла. Відіграє важливу роль в процесах ґрунтоутворення.

Гіпс – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – безбарвний, білий, сіруватий, риска біла, твердість 2, питома вага 2,3; блиск скляний, спайність дуже досконала. Зустрічається у вигляді суцільних зернистих, щільних, землястих, листуватих, голчастих мас, друз. Добре розчиняється в ґрунтовій воді. В сільському господарстві використовується як меліорант для покращення солонцюватих та солонцевих ґрунтів.

Барит (важкий шпат) – BaSO_4 – білий, жовтий, бурий колір, риска біла, твердість 3,5, питома вага 4,3-4,5; блиск скляний, спайність досконала. Кристали пластинчасто-призмовидні.

Мірабіліт (глауберова сіль) – $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ – білі або безбарвлені землясті або порошковидні агрегати, риска біла, твердість 1,5-2, питома вага 1,5, блиск скляний. Добре розчиняється у воді, має гірко-солоний смак. Зустрічається лише в солончакових ґрунтах.

3. Фосфати – солі фосфорної кислоти H_3PO_4 . Широко розповсюджені в природі, в ґрунтах міститься 0,08-0,3%. Являється сировиною для виробництва фосфорних добрив. За походженням фосфати можуть бути первинні (гідротермальні) і вторинні (осадові).

Апатит – $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}(\text{F})$ – зелений, блакитно-зелений, сірувато-зелений колір, риска біла, твердість 5-6, питома вага 3,2; блиск жирний, спайність виражена слабо, найчастіше зустрічається у вигляді друз, окремих кристалів і дрібнозернистих мас, дрібні кристали голчасті. Походження магматичне і пневматолітове. В ґрунтах міститься в невеликих кількостях, у воді розчиняється слабо. Являється агрономічною рудою.

Фосфорит – $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}(\text{F})$ та домішки органічних речовин, піску, глини. Колір темно-сірий, буровато-сірий, темно бурий, твердість змінюється від 1 до 5-6, питома вага 2,2-3,2; блиск матовий, спайність відсутня. Зустрічається у вигляді гульок і конкрецій, а також у вигляді землястих мас та щільних кристалічних пластів. Походження осадово-біогенне, хімічне. В розмеленому вигляді застосовується на кислих ґрунтах як фосфорне добриво. Агрономічна руда. В ґрунтах міститься в невеликій кількості.

4. Нітрати – солі азотної кислоти HNO_3 . В природі зустрічаються рідко і називаються селітрами. У воді розчиняються дуже добре (в літрі 2,5-3 кг). Слід мати на увазі,

що в ґрунтах їх мало, але вони відіграють величезну роль в живленні рослин.

Натрієва (чилійська) селітра – NaNO_3 . Колір білий або жовтуватий, риска біла, твердість 1,5-2, питома вага 2,2-2,3; блиск скляний. Легко розчиняється у воді, має солонуватий холоднуватий смак. Зустрічається у вигляді дрібнозернистих мас. Утворюється в умовах сухого жаркого клімату в процесі біологічного вивітрювання. Використовується як азотне добриво. В ґрунтах присутня в невеликій кількості, накопичується в процесі біологічної фіксації.

Калієва селітра – KNO_3 . Властивості, генезис і використання аналогічні натрієвій селітрі.

В к л а с – с и л і к а т и

Мінерали силікати являють собою складні сполуки у склад яких входять Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, O, H та інші. Силікати – найбільш складний тип хімічних сполук. За внутрішньою будовою поділяються на наступні підкласи: 1) каркасні; 2) люнцюгові; 3) стрічкові; 4) острівні; 5) листуваті.

Силікати являються найбільш розповсюдженим і численним класом – біля 800 мінералів. Вони складають 80% земної кори. По генезису силікати, в основному, магматичного походження. Являються найрозповсюдженішими прородоутворюючими мінералами. Вони визначають фізичні та хімічні властивості ґрунтоутворюючих порід і ґрунтів.

І. К а р к а с н і с и л і к а т и

В земній корі каркасних силікатів міститься до 50%, в кислих магматичних породах – до 65%, в ґрунтах і ґрунтоутворюючих породах – від 0,5 до 10 і навіть 25% (в молодих ґрунтах, утворених на магматичних породах). Походження магматичне, рідше гідротермальне. При вивітрюванні утворюються глинисті мінерали (каолінт, монтморилоніт тощо).

У підклас каркасних силікатів входить група калієвих польових шпатів і група плагіоклазів.

а) Група калієвих польових шпатів.

Мікроклін – $\text{K/AlSi}_3\text{O}_8$ – червоний або рожевий колір, твердість 6-6,5, питома вага 2,55-2,58; блиск скляний, на площинах спайності – перламутровий, спайність досконала. Відрізняється від ортоклазу наявністю домішки альбіту та гострим кутом між площинами спайності, рівним 70° .

Ортоклаз – KAlSi_3O_8 – білий, сірий або рожевий, за рештою фізичних властивостей схожий на мікроклін. Кут між площинами спайності дорівнює 90° .

б) Група плагіоклазів.

Плагіоказами називаються ізоморфні суміші двох мінералів –

альбіта і апорита. В чистому вигляді зустрічається рідко. За природою близькі до польових шпатів. На відміну від польових шпатів кут між гранями у них коливається від 26° до 86° (у польових шпатах близько 90°). Плагіопази являються головними породоутворюючими мінералами більшості магматичних гірських порід.

Альбіт – $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ – білий, сірий або жовтуватий за кольором, твердість 6,0-6,5, вага 2,62-2,65; блиск скляний, спайність досконала, найчастіше дрібнокристалічний. В кислотах не розчиняється.

Анортит – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ – сіруватого або рожевуватого кольору, твердість 6, питома вага 2,76; блиск скляний, утворює призматичні або пластинчасті кристали. Порівняно легко руйнується з утворенням глинистих мінералів. В значній кількості зустрічається в молодих ґрунтах. Розчиняється в кислотах.

Лабрадор – ізоморфна суміш альбіда (50-30%) і анорита (50-70%), сірого або темно-сірого кольору з синьою іризацією, твердість 6, питома вага 2,70; блиск скляний, спайність досконала. В кислотах не розчиняється.

2. Л а н ц ю г о в і с и л і к а т и

Авгіт – $\text{Ca, Na (Mg, Fe, Al) \cdot [(Al, Si)_2O_6]}$ – залізомагнієвий силікат з групи піроксенів, чорного, буровато-чорного, рідше темно-зеленого кольору, твердість 5-6, питома вага 3-3,5; скляний блиск, спайність досконала, магматичного походження. Продуктами вивітрювання являються каолініти, лимоніт. Входить в склад основних магматичних гірських порід. В значній кількості міститься лише в молодих ґрунтах, які формуються на магматичних гірських породах.

3. С т р і ч к о в і с и л і к а т и

Рогова обманка – $\text{Na, Ca}_2(\text{Mg, Fe})_4(\text{Al, Fe}) (\text{OH, Fe})_2[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$ – залізо-магнієвий, силікат з групи амфіболів з непостійним хімічним складом від зеленого до зелено-чорного кольору, твердість 5,5; питома вага 3, блиск скляний, спайність досконала. Походження магматичне і метаморфічне. Являється розповсюдженим мінералом у ґрунті. Свою назву дістав через зовнішню схожість з рогом, має досить крупні кристали. В кислотах розчиняється.

4. О с т р і в н і с и л і к а т и

Найбільш розповсюдженим породоутворюючим мінералом цієї групи є олівін – $(\text{Mg, Fe})_2[\text{SiO}_4]$. Назва пов'язана з його оливково-зеленим кольором. Утворює зернисті агрегати, що складаються з короткостовбчастих кристалів. Блиск скляний, спайність недосконала, твердість 6-7, питома вага 3,2-4,4. Утворюється магматичним шляхом. В ґрунті зустрічається у

невеликій кількості.

5. Л и с т у в а т і с и л і к а т и

Численна група цих мінералів відрізняється листуватою або лускуватою будовою, зустрічається в земній корі скрізь, складаючи до 15% її маси. Необхідно знати, що їм належить надзвичайно важлива роль в процесах ґрунтоутворення. Вони визначають фізичні і хімічні властивості ґрунту.

В підклас листових силікатів входять мінерали групи слюд, талька, серпантину і глинистих мінералів.

а) Група слюд

Слюди – складні силікати магматичного і метаморфічного походження. В магматичних гірських породах їх міститься 10-15%, а в осадових ґрунтоутворюючих породах і ґрунтах – від 1-3 до 10 і більше процентів. В процесі хімічного вивітрювання утворюються вторинні мінерали – гідрослюди, що відіграють важливу роль у ґрунтоутворенні.

До групи слюд відносяться: мусковіт, біотит, флогопіт тощо.

Мусковіт (біла калієво-натрієва слюда) $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ – білого, сіруватого, жовтуватого кольору, твердість 2,5-3, питома вага 2,7-3,10; блиск скляний, спайність досить досконала. При хімічному вивітрюванні утворює серицит (гідрослюда).

Біотит – (чорна слюда) – $K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}(OH, F)_2]$ – чорного і чорно-зеленого кольору, питома вага 3,1-3,3. Решта властивостей біотиту аналогічна мусковіту. При хімічному вивітрюванні утворює гідробіотит.

Флогопіт – відрізняється від мусковіту зеленим, червоним, бурим відтінком. Решта ознак схожа з біотитом. При хімічному вивітрюванні утворює вермикуліт і гідрофлогопіт.

б) Група талька

Особливістю мінералів групи талька є її тонко-лускувата структура, невелика твердість, жирний блиск, жирні вони і на дотик.

Тальк звичайний – $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_8$ – магнезійний силікат зеленуватого кольору, риска біла, твердість 2,5-3, питома вага 2,5-2,6; блиск жирний. Утворюється в результаті вивітрювання оливіту. Понижує цементацію осадових порід і ґрунтів.

Тальк благородний – прозора світло-зелена різновидність I, питома вага 2,7. Складається з перламутрових листуватих кристалів, має досить досконалу спайність.

в) Група серпентину

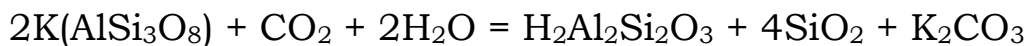
Серпентин (змійовик) - $Mg_6[Si_4O_{10}][OH]_8$ – магнезійний силікат зеленуватого кольору, риска біла, твердість 2,5-3, питома вага 2,5-2,6; блиск жирний. Утворюється в результаті вивітрювання оливіту. Понижує цементацію осадових порід і ґрунтів.

Азбест – магнезійний силікат світло-зеленого кольору,

тонковолокнистий з шовковим блиском, гідротермального і метаморфічного походження, утворює прожилки в серпантині.

г) Група глинистих мінералів

Глинисті мінерали утворюються екзогенно при хімічному вивітрюванні первинних силікатів (польових шпатів, слюд, амфіболів, піроксенів та інш), за такою спрощеною схемою:



Група глинистих мінералів дуже численна. В залежності від генезису і властивостей вона розподіляється на ряд підгруп:

1. підгрупа каолініту;
2. підгрупа монтморилоніту;
3. підгрупа гідрослюд;
4. підгрупа хлоритів.

Рекомендується всебічно вивчити властивості мінералів цієї групи, так як вони є основою ґрунтового поглинаючого комплексу.

Глинисті мінерали мають тонкокристалічну лускувату структуру, шарувату будову кристалів, жирні на дотик, мають високу сорбційну здатність і дуже набухають. В складі ґрунтів і осадових порід (глин та суглинків) присутні у вигляді тонкодисперсних фракцій і мають високу ємкість поглинання. В ґрунті утворюють складні комплексні органомінеральні сполуки з гуміновими і фульвокислотами, які мають велику поглинальну та структуроутворюючу здатність. В ґрунтах і осадових породах зустрічаються в суміші і під впливом вивітрювання можуть руйнуватися або переходити в інші мінеральні форми.

П і д г р у п а к а о л і н і т у

Каоленіт – $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}] \cdot 4H_2O$ – білого або жовтого кольору в суцільній масі, а окремі лусочки безбарвні, риска біла, твердість 2,5-3, питома маса 2,6, блиск матовий; землистий, жирний на дотик, гігроскопічний, з водою утворює пластичну масу. Складається з двошарових пакетів, що містять один кремнекислий тетраедричний шар і один алюмокисневий – гідроксильний октаедричний. Більше каолініту – міститься в ґрунтах підзолистого типу, менш – в чорноземних і каштанових. На 100 г поглинає 12-15 мг – еквівалентів катіонів.

Галуазит – $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}] \cdot 4H_2O$ – каолінітоподібний високодисперсний мінерал, у вологому стані дуже в'язкий, пластичний, у сухому – твердий. Колір зелений. Твердість 1-2, питома маса 2,2-2,6. Складається з двошарових каолінітів пакетів, зміщених по відношенню один до одного. Ємкість поглинання 40-50 мг-екв/100 г.

П і д г р у п а м о н т м о р и о н і т и

Монтморилоніт – $(Ca,Na)(Mg,Fe)_2(OH)_2[Si_4O_{10}] \cdot nH_2O$ – колір білий, зеленувато-жовтий та інш., риска жирна, твердість 1,5-2,5, питома вага непостійна – 2,2-2,9, блиск матовий, утворює тонкодисперсні землісті маси. Складається з тришарових пакетів: з двох кремнієалюмокисневих тетраедрів і розміщеного між ними шару октаедрів, що складається з катіонів алюмінію. Особливість монтморилоніту – рухомість кристалічної решітки, яка розсувається при поглинанні води і звужується при її видаленні, що обумовлює високе набухання мінералу при зволоженні. Зустрічається в значній кількості в степових ґрунтах (чорноземи, каштанові). На 100г поглинає 80-100 мг-еквівалентів катіонів. Відіграє величезну роль в ґрунтоутворенні: є складовою частиною ППК, джерелом магнію, кальцію, натрію в ґрунті, утворює комплексні сполуки з гуміновими кислотами і фульвокислотами, йому належить важлива роль у формуванні структури ґрунту і т.д.

П і д г р у п а г і д р о с л ю д

Гідрослюди є головним породоутворюючими мінералами осадових порід – глин, суглинків. Вони найчастіше виникають в процесі гідратації біоніту, мусковіту та інших мінералів. В породах і ґрунтах не утворюють значних нагромаджень, а розсіяні у формі тонкодисперсних лускуватих агрегатів. Складається з тришарових пакетів, є перехідними від слюд до глинистих мінералів (каолініту, монтморилоніту та інш.). Ємкість поглинання гідрослюд досягає 20-50 мг-екв на 100г. Входять у склад органо-мінералів комплексних сполук, беруть участь у формуванні водостійких агрегатів у ґрунті, викликають підвищену в'язкість ґрунтів. Містить до 6% K_2O . Мають змінний хімічний склад. Являються джерелом калію, заліза, магнію, натрію.

Гідробіотит – $(K, H_3O)(Mg, Fe)_3(OH)_2[(Si, Al)_4O_{10}] \cdot nH_2O$. За зовнішнім виглядом нагадує монтморилоніт, має таку ж твердість і питому вагу, колір від білого до золотисто-жовтого і навіть чорного.

Гідромусковіт (іліт) – $(K, H_3O)Al_2(OH)_2[(Si, Al)_4O_{10}] \cdot nH_2O$ – проміжне утворення між мусковітом і каолінітом, забарвлення світле, твердість 3, питома вага 2,5.

Глауконіт – $K(Fe^{3+}, Al, Fe^{2+}, Mg)_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}] \cdot nH_2O$. Мінерал зеленуватого кольору. Зустрічається в значній кількості в осадових породах і ґрунтах у вигляді зернистих і землістих мас, забарвлюючи породи в зеленуватий колір; твердість 2-3, питома вага 2,2-2,9. Ємкість поглинання біля 20 мг-екв. на 100г.

П і д г р у п а х л о р и т і в

До хлоритів належить велика кількість мінералів, які за своїми якостями і хімічним складом близькі до слюд. Кристалічна структура складається з чотиришарових пакетів,

агрегати кристалів мають лускувату і листувату форму. Хімічний склад змінний. Ємкість поглинання 10-40 мг-екв на 100г. Являються джерелом магнію, заліза, кальцію, та багатьох мікроелементів. Колір хлоридів найчастіше зелений, іноді коричнево-червоний і фіолетовий, дуже рідко – білий.

Мінерали малої (2-3) твердості і невеликої щільності – питома вага 2,6-3,3. Походження гідротермальне і метаморфне – утворюється при контактному метаморфізмі з біотиту і рогових обманок. В природі зустрічаються у вигляді хлоритових сланців, в ґрунтах – разом з гідрослюдами, розсіяні у вигляді тонкодисперсних мас у твердій фазі.

Представники:

клинохлор – $M_5Al_4(OH)_8[Al_2O_{10}]$

шамозит – $Fe^{2+} + Fe^{3+} + (OH)_8[AlSi_3O_{10}]$

донбасит – $(MgCa \cdot Na)Al_4(OH)_8[AlSi_3O_{10}]$

VI клас . Г а л о ї д

До класу галоїдів (галогенів) належить, в основному, солі соляної і плавикової кислот. Утворюються в процесі осідання при висиханні солоних водоймищ, добре розчинні у воді, в ґрунт і ґрунтоутворюючі породи ці солі (мінерали) надходять з ґрунтових вод або з атмосфери в процесі імпульверизації. Чим ближче до моря, до морських лагун, до солоних озер, тим більше в ґрунт надходить з опадами солей класу галоїдів. Наприклад, на півдні Херсонської області щорічно випадає до 150-200 кг солей на гектар. Крім цього, в умовах посушливого клімату вони накопичуються в ґрунті біогенним шляхом. Галоїди викликають засолення ґрунтів і являються причиною застосування хімічних і промивних меліорацій для покращення ґрунтів. В незасолених ґрунтах вони присутні у невеликій кількості.

Галіт (кухонна сіль) – NaCl прозорий або білого кольору, твердість 2,5; питома вага 2,1-2,2; блиск скляний, спайність досконала. Дуже крихкий, легко розчиняється у воді, солоний смак. Утворює суцільні зернисті маси. Міститься в ґрунті понад 0,01%, викликає повну загибель культурних рослин.

Сильвін – KCl – колір білий, але від домішок часто набуває різнокольорового забарвлення, твердість 2, питома вага 2, гірко-солоний смак. Решта властивостей схожа з галітом. В сільському господарстві застосовується як калійне добриво.

Сильвініт – KCl·Na – забруднений хлористим натрієм сильвін. Застосовується в сільському господарстві як калійне добриво.

Карналіт – KCl·MgCl₂·6H₂O – забарвлення строкате, поєднане з відтінками червоного, бурого, оранжевого і жовтого кольорів, твердість 2-3, питома вага 1,6, блиск скляний, спайність відсутня; крихкий, дуже гігроскопічний, на повітрі

розплавляється. Смак пекучий, гіркосолоний. В сільському господарстві застосовується як калійне добриво.

VII клас. Органічні мінерали.

До цього класу належать всі мінерали органічного походження. Всі вони горючі: кам'яне вугілля, гірський віск, нафта, янтар, асфальт та інші.

Озокерит (гірський віск). Містить 84% вуглецю і 16% водню. Колір зеленуватий, бурий, чорно-бурий, риска біла або бура. Горить яскравим полум'ям, виділяючи ароматичні пахощі. Спайність відсутня, нагадує віск або мазь.

Янтар – $C_{10}H_{16}O_4$ – колір медово-жовтий, бурий, червоно-бурий, чорний, білий, риска біла, напівпрозорий. Твердість 2-2,5, питома вага 1,1; блиск скляний або матовий, спайність відсутня, злом раковистий; аморфний.

Асфальт (гірська смола) – суміш вищих вуглеводів парафінового ряду, містить вуглецю 80%, водню 10% і 10% кисню. Смоляно-чорний колір, твердість 1-2, питома вага 1,1-1,2; блиск неметалевий, пахне нафтою.

Первинними та вторинними називаються мінерали головним чином магматичного і гідротермального походження; кварц, польові шпати, рокові обманки, слюди тощо. В ґрунтах знаходяться в тонкодисперсному стані, але зберігають первинні фізичні та хімічні властивості. Вони утворюються також при руйнуванні гірських порід без їх хімічної зміни.

Вторинні мінерали утворюються з первинних в процесі хімічного вивітрювання первинних мінералів. До них належить оксид і гідроокисли, солі кисневих кислот, галоїди, глинисті мінерали тощо. (Табл. 3.3)

Таблиця 3.3.

*Мінералогічний склад магматичних гірських порід і ґрунтів, %
(за М.С. Швецовим)*

№ п/п	Мінерали	Магматичні гірські Породи	Ґрунтоутворюючі породи і ґрунти
Первинні мінерали			
1.	Кварц	20,4	50-70 до 95
2.	Польові шпати	50,2	1-10 до 25
3.	Слюда	7,7	1-10
4.	Рогова обманка	1,6	0,5-3
5.	Авгіт	12,9	0,5-3
6.	Олівін	2,6	0,5-3
Вторинні мінерали			
7.	Глинисті	-	2-30
8.	Карбонати	-	1-20

9.	Оксиди і гідроксиди металів і неметалів	-	2-15
10.	Сульфати	-	0,1-3
11.	Фосфати	-	0,1-0,3
12.	Нітрати	-	сліди
13.	Галоїди	-	сліди
14.	Інші	4,6	1

Слід звернути увагу, що первинні мінерали складають основну масу нормальних ґрунтів і є, так би мовити, скелетом ґрунту. Вони обумовлюють фізичні і хімічні властивості ґрунту. Вторинні мінерали є ґрунтовим наповнювачем. Вони сприяють структуроутворенню ґрунту, визначають його поглинальну здатність, режим живлення, фізичні і хімічні властивості. В ґрунтах вторинних мінералів міститься менш, ніж первинних.

Ступінь розповсюдження груп мінералів в природі таких (в %)

польові шпати.....	58,0	сляуди.....	3,6
прості силікати.....	16,8	глинисті мінерали.....	1,1
кварц.....	12,6	решта мінералів.....	7,9

Гірські породи і мінерали, попадаючи на поверхню Землі, руйнуються або, як прийнято в геології і ґрунтознавстві, вивітрюються. Під вивітрюванням гірських порід і мінералів слід розуміти їх руйнування, яке відбувається під впливом коливань температури механічної і хімічної дії води і повітря, а також внаслідок діяльності рослинних і тваринних організмів.

Вивітрюванням (гіпергенезом) називається процес механічного руйнування та хімічної зміни гірських порід і мінералів.

При цьому утворюються інші породи і синтезуються нові мінерали. Вивітрювання – це сукупність складних і різноманітних процесів, кількісних і якісних змін гірських порід.

Зовнішні горизонти гірських порід, де протікають процеси вивітрювання, називають корою вивітрювання.

Виділяють дві зони: **зону поверхневого** або сучасного і **зону глибинного** або вікового вивітрювання. Потужність кори вивітрювання буває від кількох сантиметрів до 2-10 м і зростає в напрямку до екватора.

Вивітрювання – єдиний процес, але для зручності його розуміння виділяють три взаємопов'язані форми: фізичну, хімічну, біологічну.

Фізичне вивітрювання – механічне подрібнення гірських порід і мінералів без зміни їх хімічного складу. Ця форма виві-

рювання пов'язана з фізико-механічними факторами впливу: зменшенням тиску після виходу породи на поверхню; бічним тиском на уламок породи, зумовлений адсорбованою водою, льодом, корінням рослин і кристалами солей; коливаннями температури й різницею коефіцієнтів лінійного розширення мінералів, які входять до складу даної породи, руйнівною діяльністю водних потоків, льодовиків, що рухаються, зсувів, вітру.

Розтріскування гірської породи проходить внаслідок різних коефіцієнтів розширення мінералів, які її складають. Наприклад, граніт складається з кварцу (коефіцієнт розширення 0,000310), ортоклазу (0,000170), рогової обманки (0,000284), а при нагріванні кварц збільшується в об'ємі майже у 2 рази більше, ніж ортоклаз; рогова обманка – на 1/3 більше від ортоклазу.

Фізичне вивітрювання прискорюється при наявності води, яка, потрапляючи в тріщини гірських порід, створює капілярний тиск (у тріщинах розміром 1 ммк тиск складає 1500 кг/см кв). Ще більша руйнівна сила води при замерзанні, коли вона розширяється на одну десяту об'єму й створює тиск на стінки порід 890 кг/см кв і більше.

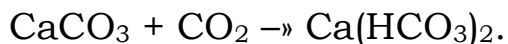
Унаслідок фізичного вивітрювання гірська порода набуває нових властивостей. Вона пропускає крізь себе повітря, воду і здатна затримувати певну їх кількість. Значно збільшується загальна поверхня уламків одиниці об'єму даної породи, що сприяє інтенсифікації хімічних процесів. Хімічний склад породи не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

Хімічне вивітрювання – це процес хімічного руйнування гірських порід і мінералів, який супроводжується утворенням нових мінералів. Найінтенсивніше хімічно вивітрюються магматичні породи, що утворились при нестачі води та кисню. Агентами хімічного вивітрювання є вода, кисень і вуглекислий газ. Підвищення температури реакцій на 10°C прискорює їх проходження у 2-2,5 рази.

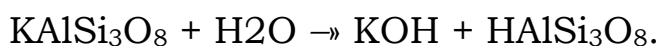
Найважливішими факторами цього процесу є: розчинення у воді мінеральних сполук, їх гідроліз, окиснення – відновлення, карбонізація; коагуляція тощо. Вода – універсальний розчинник на планеті. Розчинення мінералів водою прискорюється з підвищенням температури й насиченням її вуглекислим газом, який підкислює середовище. За таких умов хімічне вивітрювання відбувається значно швидше. Цим пояснюється наявність різноманітних кір вивітрювання в різних широтах земної кулі. Руйнування гірських порід у субтропічному й тропічному поясах іде 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, при 25°C в 1 л води розчиняється 0,0145 г кальциту, а при вмісті у воді CO₂, розчинність його різко зростає через перехід карбонату в бікарбонат:

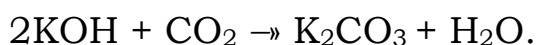


У процесах хімічного вивітрювання велике значення має **гідроліз** – хімічна реакція води з мінералами. Гідроліз призводить до заміщення катіонів лужних та лужноземельних металів кристалічної решітки на іони водню дисоційованих молекул H₂O. Наприклад, гідроліз ортоклазу відбувається за такою схемою.

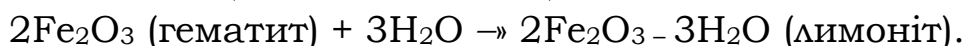
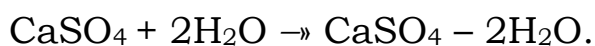


Утворення KOH зумовлює лужну реакцію розчину, при якій проходить подальше руйнування кристалічної ґратки з відокремленням частини кремнезему й утворенням каолініту.

KOH, при наявності CO₂, переходить у форму карбонату:



Гідратація – хімічний процес приєднання води до частинок мінералів, як правило, відбувається при вивітрюванні осадових порід, які містять ангідрид. У процесі гідратації ангідридів об'єм породи збільшується на 50-60%, а їх розчинність значно зростає:



Такі процеси мають місце у тропіках, зоні підзолистих ґрунтів. Гідратація переважно спостерігається у більш складних за будовою мінералах – силікатах і алюмосилікатах.

Окиснення – реакція дуже поширена у зоні вивітрювання. Окиснюється значна кількість мінералів, що містять закисні елементи, зокрема, залізо. Так, при окисненні піриту, поряд із сульфатами й гідратами оксидів заліза утворюється сірчана 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 при повній відсутності кисню (анаеробіозису), наявності специфічної мікрофлори та енергетичного матеріалу у вигляді органічних речовин.

Постійна наявність у розчинах вугільної кислоти зумовлює **карбонатизацію** – утворення карбонатів.

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

Біологічне вивітрювання – механічне руйнування й зміна хімічного складу гірських порід під впливом живих організмів та продуктів їх життєдіяльності. Ця форма вивітрювання відбувається під впливом таких факторів: засвоєння рослинами й мікроорганізмами елементів мінерального живлення; хімічних сполук, що утворилися при житті і після смерті організмів (кислоти, гумус, мінеральні солі тощо); реакцій окиснення й відновлення з участю мікроорганізмів.

Процеси біологічного вивітрювання здійснюють представники багатьох груп живих організмів у всій товщі кори вивітрювання. В природі практично немає чисто абіотичних (безжиттєвих) процесів механічного й хімічного вивітрювання. Одним із процесів біологічного руйнування є процес засвоєння корневими волосками мінеральних елементів, які входять до кристалічної решітки мінералів. Водень, який рослини виділяють у навколишнє середовище, входить до кристалічної решітки мінералу і руйнує її. Крім того, корені рослин і мікроорганізми виділяють у навколишнє середовище вуглекислий газ і різноманітні кислоти (щавелеву, оцтову, яблучну та інші), які руйнують мінерали.

Ґрунти і гірські породи населяють певні групи мікроорганізмів, які утворюють мінеральні кислоти: бактерії нітрифікатори – азотну кислоту, сіркобактерії – сірчану. Як і органічні, ці кислоти розчиняють мінерали і посилюють вивітрювання. Тварини механічно подрібнюють гірські породи і 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 при вивітрюванні кислих порід формуються піски й супіски, середніх – суглинки,

основних – важкі суглинки й глини. Усі названі пухкі відклади мають певні фізичні й фізико-механічні властивості, які дають змогу для перебігу процесів ґрунтоутворення. Цим вони відрізняються від невивітраних скельних порід. Отже, основними ґрунтоутворюючими породами є продукти вивітрювання гірських порід.

Процеси вивітрювання відбуваються дуже повільно. В результаті тривалого вивітрювання, що продовжується багато мільйонів років, утворюються потужні кори (рис. 1).



Рис. 1. Подрібнення гірської породи в результаті гіпергенезу

Для вивітрювання потрібна енергія. Її джерелом є сонячна радіація, ступінь використання якої залежить від атмосферного зволоження. Тому в засушливих аридних ландшафтах інтенсивність вивітрювання низька, а в гумідних, особливо тропічних (дуже теплих), різко збільшується.

3.3. Фізичні властивості ґрунтів і порід

Загальними фізичними властивостями ґрунту і породи є щільність твердої фази, щільність непорушеного ґрунту і його пористість.

Щільність твердої фази (d) – інтегрована щільність усіх компонентів твердої фази ґрунту (уламки гірських порід, новоутворені мінерали, органічні частки) або маса одиниці об'єму ґрунту без пор.

Верхні горизонти ґрунту мають меншу щільність, ніж нижні, тому що щільність гумусу становить 1,4-1,8, а щільність мінеральних компонентів – 2,3-3,3 г/см куб. Найвищою щільністю твердої фази володіють ілювіальні та солонцеві, найнижчою – торфові та тучні (сильногумусовані) горизонти.

Для більшості ґрунтів щільність твердої фази складає 2,40-2,65 г/см куб, а для торф'яних – 1,4-1,8 г/см куб.

Щільність ґрунту (ρ) – маса одиниці об'єму ґрунту в природному непорушеному й сухому стані.

Завдяки наявності пор, заповнених повітрям, щільність ґрунту значно менша, ніж щільність його твердої фази. Щільність ґрунту верхніх горизонтів становить 0,8-1,2 г/см куб, а нижніх – 1,3-1,6 г/см куб. Залежить ця величина від мінералогічного та гранулометричного складу ґрунту, його структури, вмісту органічної речовини, обробітку ґрунту. Оптимальна щільність становить 1,0-1,2 г/см куб, а коливається від 0,4 (торф) до 1,66 (ілювіальні горизонти).

Контрольні питання

1. Охарактеризуйте основні первинні мінерали порід і ґрунтів.
2. Які мінерали називають вторинними й яка їх роль у ґрунтоутворенні та формуванні властивостей ґрунтів?
3. Опишіть загальні фізичні властивості твердої фази ґрунтів.
4. Визначте причину фізичної деградації ґрунтів України та обґрунтуйте шляхи боротьби з цим негативним явищем.
5. Порівняйте різні види вивітрювання гірських порід.
6. Дайте порівняльну характеристику основних ґрунтоутворюючих (материнських) порід.
7. Чим відрізняється мінералогічний склад осадових порід порівняно з магматичними?

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Ніколайчук В.І., Білик П.П. Ґрунтознавство. Частина 1. Утворення, склад, загальні властивості ґрунтів. Ужгород, Патент, 2000.- 238с.
2. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
3. Горбунов Н.И. Минералогия и физическая химия почв. – М.: Наука, 1974.

Додаткова

4. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.
5. Полевой определитель почв / Под ред. Н.И.Полупана и Б.С. Носко. – К.: Урожай, 1981.

6. Польчина СМ. Грунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
7. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
8. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк.,1988.
9. Почвы Украины и повышение их плодородия: В 2 т. – К.: Урожай, 1988. Т.1-2.
10. Практикум по почвоведению / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Колос, 1980.

ЛЕКЦІЯ 4.

Ґрунотвірний процес. Суть ґрунотвірного процесу. Геологічний та біологічний кругообіги речовин у біосфері і їх вплив на процес ґрунтоутворення.

Фактори ґрунтоутворення. Схема ґрунтоутворення та еволюції ґрунтів. Умови середовища та їх роль у формуванні профілю ґрунтів.

4.1. Суть ґрунотвірного процесу.

Утворення, розвиток і еволюція ґрунту зобов'язані взаємодії малого біологічного і великого геологічного кругообігів речовин і потоків сонячної енергії у границях кори вивітрювання гірських порід. У 1875 році австрійським ученим геологом **Зюсом** запропонований термін «**біосфера**», сфера життя. До появи життя на нашій планеті існували тільки геологічні процеси і великий геологічний кругообіг речовин. Його вік 3,5-4 млрд. років.

Виникнення життя на Землі сформувало «**сферу життя**», привело до появи малого біологічного кругообігу речовин або хімічних елементів. Ці два кругообіги речовин відбуваються одночасно і носять назву біогеохімічного циклу. **Вернадський** сформулював закон: з появою біосфери усі хімічні реакції на планеті протікають при безпосередній участі живої речовини.

Біосфера – найбільш високоорганізована природна система на нашій планеті. Вона складається з таких компонентів: **атмосфери, гідросфери, літосфери, педосфери** (рис. 1).

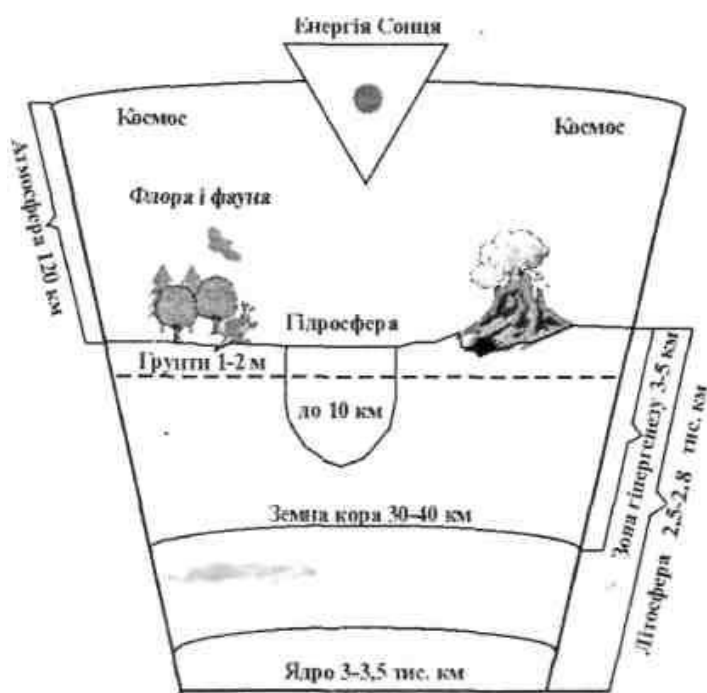


Рис. 1. Межі компонентів біосфери

Для кожного компонента характерні свої рівні організації. Границі розповсюдження живої речовини визначають границі біосфери. Біосфера має по вершинах верхню (атмосфера) та нижню границі (рівень ґрунтових вод). У просторі вона неоднорідна, що призводить до великої різноманітності біогенної міграції (природні зони, фації); біогеоценозів, ландшафтів.

В.І.Вернадський сформулював поняття і розробив вчення про біосферу. Вона є сферою проживання живої матерії, середовищем для всієї планети. Жива речовина відіграє величезну роль у геологічній історії планети. Він дав визначення **біогеохімії**.

Біогеохімія (біо – життя, гео – земля) – наука про вивчення хімічного складу живих організмів, участь живої речовини і продуктів її розкладу в процесах міграції, розсіювання та накопичення хімічних елементів.

Геохімія – наука про історію атомів хімічних елементів у розвитку планети, про сучасний хімічний склад гірських порід і шляхи міграції хімічних елементів на Землі.

До появи життя на Землі протікали тільки геохімічні процеси. Це, в основному, процеси руйнування кристалічних решіток первинних мінералів, міграція різних водних розчинів і синтез нових мінеральних сполук. Джерело енергії геохімічних процесів – сонячна енергія.

З виникненням життя на Землі з'явився ґрунтоутворний процес. Його рушійна сила – взаємодія малого біологічного і великого геологічного кругообігів речовин разом з енергетичними потоками на земній поверхні. Виник комплекс явищ біогеохімії ґрунтоутворення: міграції і трансформації хімічних сполук у межах ґрунтового профілю і підстилаючої товщі гірських порід, тобто у границях ґрунтового покриву планети; основою цього є цикли організованості біосфери, а також педосфери. Крім того, біогеохімія ґрунтоутворення пов'язана: а) з перетворенням вуглецю і живої речовини у ґрунтах; б) зміною азоту у едафотобах і ландшафтах; в) особливостями міграції і ареалами акумуляції продуктів вивітрювання і ґрунтоутворення сполук кремнію, алюмінію, фосфору і мікроелементів у ґрунтах; г) наявністю ізотопів у едафотобах.

Природна система – це сукупність компонентів (елементів), які знаходяться у певних відношеннях і зв'язках між собою й утворюють визначену єдність і цілісність.

Всі природні тіла, явища доцільно розглядати як системи. Системою живої матерії можна вважати клітину, окремий орган (листок рослини) або весь організм (всю рослину), а також сукупність живих організмів, що звичайно називають біогеоценозом або екосистемою. До системи неживої природи належить віднести кристал мінералу, асоціацію мінералів, гідрографічну сітку.

Визначення природної системи знаходимо в наукових працях австрійського біолога *Людвіга фон Берталандфі* та російських академіків *Косигіна* і *Соловйова*.

Залежно від кількості елементів (компонентів), які входять до системи, зв'язки між ними можуть бути простими і складними, а отже, системи бувають прості і складні. Ґрунт як природна система має складну багаторівневу структурну організацію.

В.А.Ковда і *Б.Г.Розанов* на базі системного підходу сформулювали поняття ієрархічних рівнів структурної організації ґрунту. Кожний із рівнів потребує специфічних методів і підходів дослідження і управління (рис. 2).

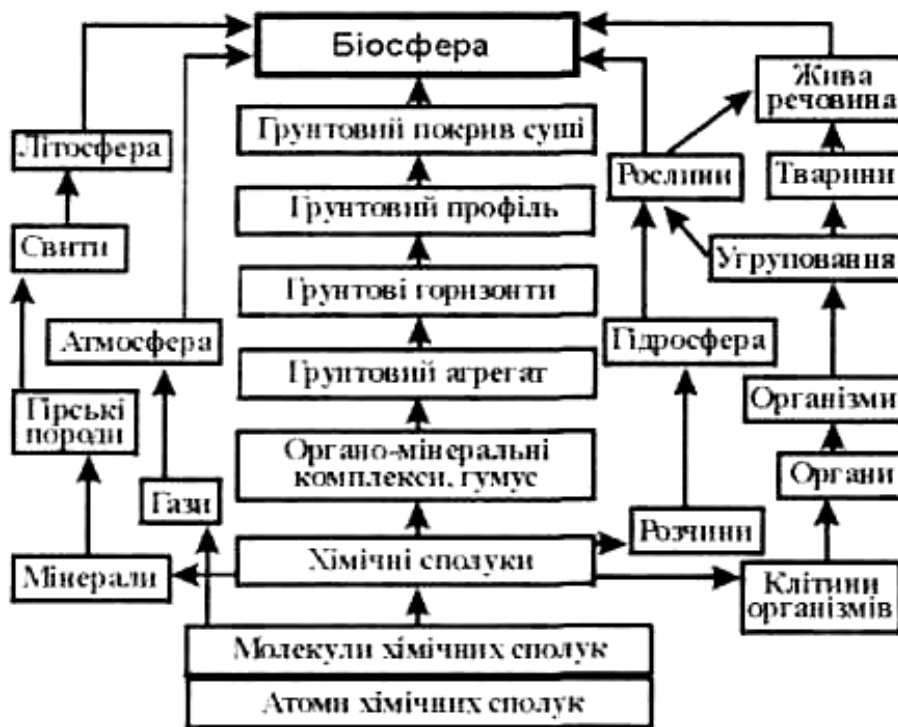


Рис. 2. Рівні організації компонентів біосфери

Кожна природна система має: вхід; тіло (сама система) та вихід. Система складається з: а) історії розвитку; б) організації або структури; в) здатності функціонувати (рис.3.).

Розвиток системи в часі проходить від простого до складного. Сучасний стан будь-якої природної системи треба розглядати як конкретну стадію розвитку та як стан довгого еволюційного розвитку системи. Щоб навчитися прогнозувати майбутнє в розвитку системи, **управляти її функціонуванням** необхідно знати не тільки сучасний стан системи, але й минуле, **її історію**.



Рис. 3. Блок-схема природної системи

Організація, або структура кожної системи охоплює поняття про кількість елементів (компонентів), які входять до системи, а також взаємовідношення цих компонентів, причому компоненти системи ускладнюються від низьких рівнів організації до більш високих.

Функціонування системи – це сукупність реакцій, які виникають у системі у відповідь на зовнішні дії і призводять до змін внутрішніх властивостей системи, до її саморозвитку.

Кожна природна система характеризується стійкістю, саморегуляцією, самокореляцією, еволюціонуванням, емерджентністю.

Стійкість проти випадкового зовнішнього впливу є одним із найважливіших властивостей природних систем. Кожна природна система прагне до збереження рівноваги у своєму розвитку. Екстремальні зовнішні умови можуть зруйнувати природну систему. **Саморегуляція** процесів функціонування системи забезпечується явищем самокореляції елементів (компонентів) у складній сітці функціонування зв'язків.

Еволюціонування системи проходить у результаті ускладнення процесів, які протікають у функціонуючій системі, і йде від простого до складного.

Емерджентність природної системи полягає в появі у функціонуючій системі в процесі свого розвитку зовсім нових властивостей, якими не володіє жоден із компонентів цієї системи.

4.2. Великий геологічний кругообіг речовин

Кількість атомів на Землі постійна. Процеси, що протікають на Земній кулі, залучають у різні переміщення і перетворення земної речовини величезні маси елементів. Циркуляція елементів і замкнутість їх **глобальних циклів** створює **міграційно-трансформаційні цикли**.

У ранній безжиттєвий період геологічної історії це були геохімічні цикли. З появою життя на Землі вони перетворились у біо-геохімічні цикли. З появою людини й утворенням техносфери – у технобіогеохімічні. Тому глобальні цикли вуглецю, води, сірки, азоту та інших елементів у великій мірі визначаються діяльністю людини.

Загальний цикл технобіогеохімічного кругообігу речовин на Землі складається з ряду самостійних біогенних і абіотичних: геологічних, техногенних циклів, які утворюють великий геологічний кругообіг речовин. Він включає такі етапи:

- а) появу вивержених порід на земній поверхні;
- б) вивітрювання; в) ґрунтоутворення;
- г) ерозію і денудацію;
- ґ) накопичення континентальних та океанічних осадів;
- д) метаморфізм осадів;
- е) вихід осаджених порід на поверхню з новим циклом вивітрювання, ґрунтоутворення, денудації й осадонакопичення.

Денудація – винос речовин з суші в моря, ріки, океани, водоймища, атмосферу.

Вона є показником швидкості та інтенсивності кругообігу речовин суші. Денудація включає геологічний кругообіг речовин і процеси вивітрювання гірських порід. Загальну денудацію суші можна оцінити за денудаційним балансом, який виражається в млрд. т/рік на суші. Баланс включає загальний винос речовин суші (52,990 млрд. т/рік); загальний привніс речовин на сушу (4,043 млрд. т/рік); звідси денудаційний баланс суші складає - 48,947 млрд. т/рік.

Загальний винос речовини з суші відбувається (млрд.т/рік): в океан – 27,1; у внутрішні водоймища – 18,2; в атмосферу – 7,7; загальний екзогенний привніс речовин – 4. Це середні значення.

Вони не дають достатнього уявлення про денудацію в конкретних точках земної поверхні через різноманітні природні умови (гірські території,

рівнина); різну за інтенсивністю антропогенну діяльність. Денудація рівнин через антропогенну діяльність більша, ніж у горах, десь у 1,5 раза, а локально різниця збільшується у сотні і тисячі разів.

Середній модуль денудації – це загальний виніс речовин з суші площею 1 км кв.

Він дорівнює 48947 млрд.т/рік: 130 млн.км кв = 375,5 т/км кв·рік, або 3,765 т/га·рік. Діяльність людини збільшила денудацію в 1000 разів у порівнянні з дотехногенним періодом.

Модуль твердого стоку в т/км кв·рік складає, для прикладу, у р. Єнісей – 4; р. Колорадо – 380; р. Хуанхе – 2600; на орних землях – 5000; пасовищах – 3600; покинутих полях – 29; зрілих соснових лісах – 4,5.

Можна зробити такий висновок: вивітрювання не встигає за денудацією, а антропогенна денудація (ерозія) знищує поверхневі горизонти, багаті гумусом і елементами живлення.

Кора вивітрювання гірських порід – це продукт їх руйнування, трансформації мінеральних сполук, сортування і перевідкладення гравітаційною седиментацією.

Ґрунт – це результат новоутворення специфічного біокосного тіла, яке відрізняється від кори вивітрювання тим, що характеризується наявністю гумусу; характерною морфологічною ієрархічною структурою; глобальними функціями (такими як забезпечення існування життя на Землі); постійною взаємодією великого геологічного і малого біологічного циклів (кругообігів) речовин на земній поверхні; регулюванням хімічного складу атмосфери і гідросфери; регулюванням біосферних процесів; акумуляцією органічної речовини і зв'язаної з нею хімічної енергії; виступає як основний засіб сільськогосподарського виробництва.

У процесі вивітрювання, транспортування і перевідкладення гірські породи (масивні, ущільнені, масивно-кристалічні, корінні) набувають ряд нових властивостей, таких як: пухкість і роздільнопластичність; повітроємність, повітропроникність, водопроникність; наявність вторинних мінералів; поглинальну здатність; сортування на земній поверхні за гранскладом, мінералогічним та хімічним складами; вміст біофільних елементів; наявність літологічної шаруватості, яка формується в процесі вивітрювання.

У результаті вивітрювання формуються різні **типи кір вивітрювання**. Для генетичного ґрунтознавства найбільш доцільна така схема їх поділу, яку запропонували **В.А.Ковда і Б.Г.Розанов** (1988):

- 1) за віком утворення і характером залягання:
 - сучасні (голоценового віку);
 - старі (доголоценового віку);
 - викопні (заховані і ті, що знову вийшли на поверхню);
 - перевідкладені;
- 2) за геохімічним типом:
 - елювіальні (залишкові);
 - ортоелювіальні (на щільних магматичних породах);
 - параелювіальні (на щільних осадових породах);
 - неоелювіальні (на пухких четвертинних осадових породах);
 - транзитні (елювіально-аккумулятивні);
 - аккумулятивні;
- 3) за речовинним складом, що відображає стадійність вивітрювання:
 - уламкові (переважають свіжі уламки щільних порід);
 - засолені (наявність водорозчинних солей);
 - загіпсовані (наявність CaSO_4);
 - провапновані (наявність CaCO_3);
 - доломітизовані (наявність $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$);
 - сіалітні насичені ($\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 > 2$); переважають Ca^{2+} , Mg^{2+} , або Na^+ в обмінному комплексі;
 - сіалітні ненасичені ($\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 > 2$); переважають H^+ або Al^{3+} в обмінному комплексі;
 - ферсіалітні ($\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 > 2$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{Al}_2\text{O}_3$);
 - альферритні ($\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 < 2$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{Al}_2\text{O}_3$);
 - фералітні ($\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 < 2$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 < \text{Al}_2\text{O}_3$);
 - алітні (бокситові) ($\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 < 2$; переважання Al_2O_3).

Вивітрювання, за **Б.Б.Полиновим**, для елювіальної кори має такі стадії:

- 1) уламкова;
- 2) провапнована;
- 3) сіалітна насичена;
- 4) сіалітна ненасичена (вилугувана);
- 5) алітна.

4.3. Малий біологічний кругообіг речовин

Для ґрунтоутворення особливе значення має малий біологічний кругообіг речовин. Він забезпечує цикли біогеохімії. При цьому зольні елементи поглинаються рослинами з ґрунту. В подальшому вони беруть участь у біохімічних процесах рослин, повертаються знову в ґрунт після їх відмирання. Частина забирається тваринними організмами і повертається після їх відмирання. Цикли вуглецю, азоту більш складні. Вони зачіпають також атмосферу. Частина елементів звільняється, після відмирання

повертається у великий геологічний кругообіг через атмосферу і гідросферу.

Антропогенна діяльність змінює хід біологічного кругообігу речовин за рахунок:

- 1) зниження природної біоти і заміни її на культуру сільськогосподарських полів;
- 2) відокремлення і потреби споживання біологічної продукції;
- 3) внесення добрив;
- 4) зміни ґрунтових режимів.

Інтенсивність біологічного кругообігу речовин (елементів) або швидкість його – це час (вегетаційний період, декілька місяців, діб, хвилин), упродовж якого елемент поглинається живим організмом, трансформується і повертається в середовище.

Повернення буває прижиттєве і посмертне. Час (інтенсивність) залежить від виду організму та запасу елемента у середовищі.

У формуванні малого біологічного кругообігу речовин велику роль відіграють живі організми. В першу чергу – мікробні популяції, оскільки біомаса мікробів практично така ж, як і біомаса рослин. Але головне не в кількості маси, а в тій роботі, яку мікроорганізми проводять з мінералізації речовин, особливо у процесах перетворення азоту, заліза, сірки, марганцю. Відмираючи, вони звільняють 6-7% від своєї біомаси різних зольних елементів.

Безхребетні організми переробляють органічні рештки у ґрунтах і трансформують хімічні елементи у водоймищах. Надземні біогеоценози (лісовий, трав'яний) – найважливіший фактор формування біологічного кругообігу речовин. Щорічно на суші в процесі фотосинтезу зеленими рослинами залучається 35 млрд. т CO_2 з атмосфери; 10 млрд. т повертається в атмосферу в результаті дихання; 25 млрд. т після відмирання рослин надходить у ґрунт і використовується для утворення гумусу та його акумуляції.

Об'єм, або ємність біологічного кругообігу речовин (елемента) – це маса елемента, яка поглинається організмом з навколишнього середовища одиницею площі за певний час.

Біологічний кругообіг речовин складається з циклів окремих елементів.

Цикли азоту. 75% N зосереджено в атмосфері в молекулярній формі (N_2). Живі організми (рослини) поглинають азот у вигляді NH_4^+ , NO_3^- , з участю якого утворюють білки. Після відмирання рослин іде трансформація азотовмісних сполук через амоніфікацію, нітрифікацію, денітрифікацію. Нітрати захоплюються рослинами, частина їх іде на утворення гумусу. Решта азоту вимивається з ґрунту. У гумусі азот складає 3-5-10%. Втрата з ґрунту азоту веде до забруднення водоймищ.

Цикли вуглецю. CO₂ в атмосфері міститься до 0,03%. Найбільше вуглецю в живій речовині – 18%. Він є основою життя. Розраховано, що рослинний покрив суші засвоює весь вуглець атмосфери за 3-4 роки. Для гумусосфери цикл вуглецю складає 300-400 років. У процесі дихання рослин частина вуглецю повертається в атмосферу. Після відмирання рослин частина вуглецю закріплюється в гумусі, в осадових породах (карбонати), частина повертається до атмосфери. Викиди вуглецю при спалюванні нафти, газу, вугілля, складають від 6 до 10% об'єму біогеохімічного циклу.

Вирубка лісів, руйнування лісових підстилок, осушення торф'яників, посилене розорювання земель, зменшення планктону у водоймищах у зв'язку з їх забрудненням скоротили об'єми фотосинтезу на планеті. Це зумовило посилення надходження CO₂ в атмосферу. Виробництво будівельних матеріалів також підсилює концентрацію CO₂ в атмосфері (одержання цементу). Існують суттєві відмінності між біологічними кругообігами в природних і антропогенних екосистемах. Установлено, що за останні сто років чорноземи втратили одну третину своїх гумусових запасів. Головні причини цього: інтенсивні прийоми землеробства (меліорація, хімізація, механізація), ерозія ґрунтів.

У природних екосистемах гуміфікується незначна частка залученого до фотосинтезу вуглецю атмосфери. Значна частина його повертається в атмосферу при диханні організмів і при мінералізації мертвої органічної речовини.

Живі організми утворюють інтенсивні потоки хімічних елементів. Вони проводять велику геохімічну роботу, беруть участь у процесах вивітрювання і ґрунтоутворення. Ґрунти є компонентами біосфери й об'єктами дії живої речовини. В ньому зосереджена зоо-фауна, мікроорганізми, корені рослин. У гумусному горизонті жива речовина складає 40% маси ґрунту. Жива речовина у ґрунтах виконує такі функції:

- газообмінну: метаболізм, дихання і обмін CO₂, NH₃, H₂O;
- окиснення: процес вивітрювання суттєво змінює сполуки таких елементів як Mn, C, N, S, P;
- відновлення: денітрифікація, десульфатифікація;
- концентрації і акумуляції хімічних елементів із розсіяного стану: карбонати, фосфати;
- синтезу і мінералізації гумусу, гумінових і фульвокислот ґрунту, ґрунтового покриву.

Поведінка будь-якого елемента в конкретних екосистемах біосфери та їх ґрунтах визначається комплексом міграційних параметрів:

- хімічними властивостями елемента і його сполук;
- роллю у технобіогеохімічних процесах (біофільністю, техно-

фільністю, геохімічною активністю, міграційною здатністю у розчинах);

- співвідношенням між його біологічним, геологічним і техногенними циклами.

У цілому баланс елемента в екосистемі може бути як позитивним, так і негативним. Утворюються зони концентрації тих чи інших елементів і зони збіднення, що відображається на хімізмі ґрунтів і ґрунтового покриву загалом.

Під міграцією речовин на земній поверхні розуміють усі форми їх переміщення, розподілу і накопичення. Міграція речовин відбувається в міграційних потоках. Потоки проходять під впливом: сили тяжіння – **гравітаційний потік**; руху повітряних мас – **еоловий потік**; руху води – **водний потік**; потреб в елементах живлення організмами і повернення їх в середовище – **біологічний циклічний потік**; переміщення організмів по території – **біогенний потік**; переміщення великих мас речовин людиною в їх господарській діяльності – **антропогенний**, або **техногенний потік**.

У природі перевагу має водний потік. Залежить він від ступеня дисперсності речовин, розчинності. **Б.Б.Полинов** встановив 5 груп міграції речовин при елювіальному вивітрюванні і ґрунтоутворенні з відносним значенням їх щодо геохімічної рухливості (п):

- що енергійно виносяться (Cl, Br, I, S) – 10n
- що легко виносяться (Ca, Na, K, Mg) – n
- рухливі (SiO₂ P, Mn) – 0,1n
- слабо рухливі (Fe, Al, Ti) – 0,01n
- інертні (SiO₂ кварцу) – 0n

В.А.Ковда виділив групи речовин за їх педохімічною рухливістю і розробив педогеохімічну класифікацію ґрунтових вод (табл. 1). Крім водного потоку, важливе значення у міграції речовин у природі має атмосферний перенос речовин вітром і техногенний кругообіг речовин (дерево, вугілля, нафта, зерно).

Швидкість руху речовин в глобальних, регіональних і локальних технобіогеохімічних потоках залежить від: 1) фізико-хімічних характеристик речовин (активність, розчинність); 2) характеру середовищ, через яке переміщується цей потік.

У зв'язку з тим, що на шляху руху потоку речовини середовище мінливе, виникають ділянки, де умови міграції інші, що призводить до зменшення рухливості деяких речовин, їх накопичення, тобто до виникнення **геохімічних бар'єрів**. Бар'єрами можуть бути: окиснення, випаровування, відновлення, кислотність, лужність, адсорбція. За формою бар'єри можуть бути лінійними і площинними.

Таблиця 1.
Педогеохімічна рухливість головних продуктів Ґрунтоутворення
(В.А. Ковда, 1973)

Група рухливості	Ступінь рухливості	Хімічні сполуки	Відносна рухливість
I	Дуже висока	Нітрати, хлориди, йодиди, броміди, сульфати, карбонати, силікати, борати, фосфати лугів і частково лужноземельних металів	100
II	Висока	Гіпс, карбонати кальцію та магнію, гумати й алюмінати лугів, залізні і алюмінієві галуни	10-50
III	Помірна	Гідрокарбонати, фульвати та фосфати марганцю і заліза, гідрозолі кремнезему та заліза	0,5-0,1
IV	Низька	Гідрооксиди алюмінію, заліза, марганцю, гумати важких металів	0,1-0,01
V	Дуже мала	Кварц, глинисті мінерали, сульфіді	< 0,001

Ареал акумуляції визначається територією, яка містить декілька ландшафтів і природних областей, де утворюються однотипові вторинні ґрунтові сполуки, їх переміщення, осадження, накопичення в ґрунтах, ґрунтових водах. **Ареали акумуляції** поділяються на:

- 1) дуже широкі – R_2O_3 , SiO_2 ;
- 2) помірно широкі – $CaMg(CO_3)_2$, $CaCO_3$, $MgCO_3$;
- 3) вузькі – Na_2SO_4 , $MgSO_4$, $NaCl$, Na_2CO_3 ;
- 4) дуже вузькі – $NaNO_3$, KNO_3 , $CaCl_2$, $MgCl_2$.

Біогеохімічні процеси диференціюють земну поверхню. Водний міграційний потік речовин формує на земній поверхні три головні геохімічні пояси: а) пояс **виносу**; б) пояс **транзиту**; в) пояс **акумуляції**. Це проявляється як в масштабі окремо взятого підвищення, прилеглого до нього схилу, підніжжя аж до річкового басейну; так і в зв'язці гірської системи і низини чи в зв'язці суші і океану в цілому. Ці три типи земної поверхні геохімічно з'єднані в **каскадні ландшафтно-геохімічні системи**. Вони включають конкретні екосистеми і поєднані одним водно-міграційним потоком речовин від вищого рівня до нижчого. Міграція речовин у каскадних ландшафтно-геохімічних системах регулюється характером потоку і геохімічними бар'єрами, в результаті чого відбувається диференціація суші. При цьому формуються такі місця: 1) виносу – **автономні** (елювіальні) геохімічні незалежні ландшафти, де розчинні сполуки виносяться, а акумулюються SiO , R_2O_3 ; 2) область транзиту – геохімічні підлеглі **транзитні ландшафти**, у яких частково акумулюються $CaCO_3$, Na_2CO_3 , $CaSO_4$, Na_2SO_4 , $MgSO_4$, $NaCl$, $CaCl_2$, $NaNO_3$; 3) пояси акумуляції, в яких формуються геохімічні підлеглі акумулятивні ландшафти, де накопичуються найбільш розчинні і високо-

дисперсні продукти вивітрювання та ґрунтоутворення (рис. 4).

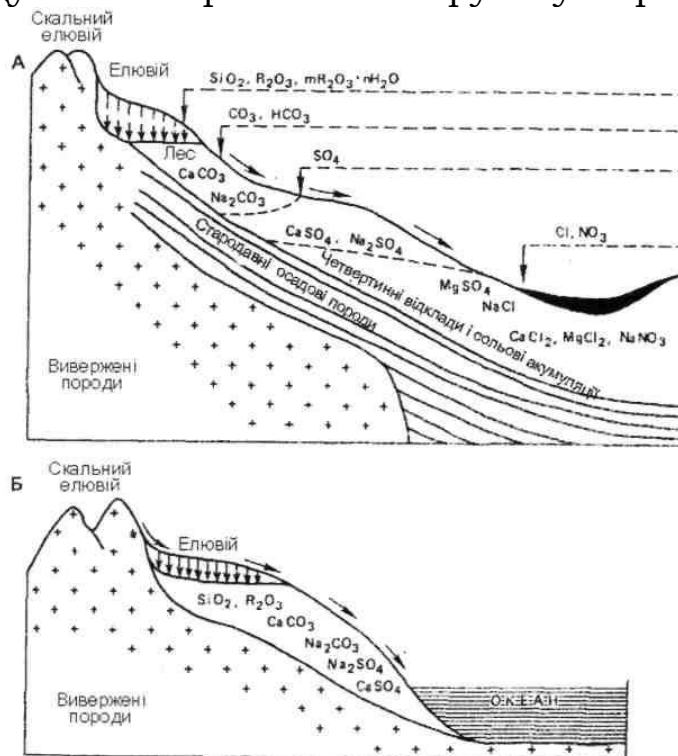


Рис. 4. Схема диференціації та ареал акумуляції сполук у ґрунтах у безстічній (А) та дренованій (Б) частині континенту

Вертикальні внутрішньоґрунтові міграційні потоки мають як низхідний, так і висхідний характер упродовж року. Дані потоки формують генетичні горизонти ґрунтового профілю. Суттєве значення при цьому мають біогенні потоки речовин, які утворюються життєдіяльністю організмів.

Контрольні питання

1. Охарактеризуйте основні закономірності біогеохімії ґрунтоутворення.
2. Дайте коротку характеристику великому геологічному кругообігу речовин у природі.
3. Порівняйте різні типи кори вивітрювання.
4. Опишіть особливості малого біологічного кругообігу речовин у природі.
5. Визначте поняття про інтенсивність та ємність кругообігу елементів, опишіть їх цикли.
6. Узагальніть закономірності міграції речовин на земній поверхні.
7. Узагальніть закономірності акумуляції речовин на земній поверхні.
8. Опишіть загальну схему ґрунтоутворення на земній кулі. Що таке первинний процес ґрунтоутворення?

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Грунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І., Польчина С.М., Нікорич В.А. Грунтознавство: Підручник.- Чернівці:Книги-XXI, 2004.- 400с.
3. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
4. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк.,1988.
5. Назаренко І.І. Грунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.

Додаткова

6. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1974.
7. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
8. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. – Л.: Наука, 1974.
10. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.

ЛЕКЦІЯ 5.

Баланс ґрунтоутворення. Загальна схема ґрунтоутворення. Концепція елементарних ґрунтоутворних процесів та їх характеристика. Тип ґрунтоутворення.

5.1. Поняття про баланс ґрунтоутворення.

Ґрунтоутворюючий процес складається з 4-х компонентів речовинно-енергетичного балансу:

- 1) притоку речовини й енергії в ґрунт;
- 2) перетворення речовин і енергії в ґрунті;
- 3) переміщення речовин і енергії в ґрунті;
- 4) відтоку речовин і енергії з ґрунту.

Всі ці складові утворюють єдність, визначають направленість ґрунтоутворюючого процесу, будову, склад і властивості ґрунту. Баланс речовин при ґрунтоутворенні – це співвідношення між приходом речовин в ґрунт та їх відтоком з нього за певний відрізок часу.

В.А. Ковда визначив декілька форм балансу речовин залежно від довжини охопленого ним часу: 1) віковий, який має геологічний відрізок часу і зв'язаний з формуванням геоморфології місцевості; 2) періодичний (циклічний), який охоплює відрізок часу приблизно 11-22 років, очевидно, пов'язаний з періодичною активністю Сонця; 3) річний, який вкладається в річний гідрологічний цикл території; 4) на зрошуваній території виділяють міжполивний баланс речовин, який складається з коротких відрізків часу між поливами.

Можна виділити окремо баланс органічної речовини, азоту, води, мінеральних елементів, легкорозчинних солей.

У процесі ґрунтоутворення розрізняються прибуткові і видаткові статті балансу.

До **прибуткових** статей балансу належать:

- 1) прихід С, N, зольних елементів з опадом і рештками рослин і тварин;
- 2) прихід тих самих елементів з кореневими виділеннями;
- 3) прихід N з атмосфери за рахунок азотфіксаторів;
- 4) прихід N з опадами;
- 5) прихід речовин з вітровим пилом;
- 6) прихід з твердим поверхневим стоком;
- 7) прихід з рідким поверхневим стоком;
- 8) прихід з капілярною каймою ґрунтових вод;
- 9) прихід з боковим (внутрішнім ґрунтовим) стоком;
- 10) прихід з добривами, меліорантами, зрошуваною водою.

Видаткові статті балансу ґрунту:

- 1) захоплення рослинами N і зольних елементів для утворення щорічного приросту;
- 2) втрати азоту за рахунок денітрифікації;
- 3) втрати C при мінералізації рослинного опаду і гумусу;
- 4) вимивання речовин низхідним током води за границю ґрунтового профілю – у ґрунтові води;
- 5) винос речовин всередині ґрунтовим стоком;
- 6) винос речовин поверхневим твердим стоком;
- 7) винос речовин поверхневим рідким стоком;
- 8) втрата речовин за рахунок дефляції;
- 9) винос N, C, мінеральних елементів з урожаєм сільсько-господарських культур, сіном, деревиною.

Різні речовини в одному і тому ж ґрунті можуть мати різний баланс: позитивний, від'ємний, нульовий.

Позитивний баланс характеризується акумуляцією речовин у ґрунті, яка може бути абсолютною, відносною і залишковою. Глобальне значення має абсолютна акумуляція вуглецю і азоту атмосфери, що відбувається в процесі життєдіяльності зелених рослин і азотофіксуючих мікроорганізмів. Ці елементи накопичуються у лісовій підстилці, степовій повсті, в гумусовому горизонті. Акумуляція може бути зумовлена надходженням речовин в ґрунт із ґрунтових вод, поверхневого і бокового стоків води. Це характерно для аридного клімату: вода випаровується, а речовини залишаються в ґрунті. В гумідному кліматі зазвичай речовини не накопичуються, оскільки винос перевищує прихід речовин. Однак можуть накопичуватися кремній, алюміній, залізо, кальцій у вигляді CaCO_3 , що спричинене привнесенням твердих частинок заплавленими водами, делювіальним стоком, вітром. Формуються ґрунти абсолютного акумуляційного балансу речовин: заплавні, намиті, нав'яні.

Відносна акумуляція речовин – збагачення верхньої частини профілю ґрунту мінеральними біофільними елементами внаслідок перекачування цих елементів рослинами з нижніх горизонтів або з нижньої частини товщі у поверхневі горизонти, хоч ґрунт в цілому їх не накопичує.

Вона залежить від вибіркової здатності рослин поглинати поживні речовини. Про ступінь відносної акумуляції різних хімічних елементів судять за коефіцієнтом біологічного поглинання A:

$$A_x = l_x / n_x,$$

де l_x – вміст елемента x у золі рослин; n_x – вміст елемента x у ґрунті, на якому росте рослина: для P і S дорівнює $100n$; Ca, Mg,

K дорівнює $10n$; Mn, Cu, Mo дорівнює n ; Si, Al, Fe, Ti, V дорівнює $0,1-0,001n$.

Як визначив О.І.Перельман, **залишкова акумуляція** – це відносне накопичення в ґрунті речовин, які залишаються на місці при виносі інших, більш рухливих компонентів.

Від’ємний баланс спостерігається, коли винос речовин перевищує їх привнесення. Це відбувається в гумідних областях та ще на гірських еродованих схилах: привнесення речовин не компенсує виносу їх поверхневим чи внутріґрунтовим низхідним током. Збіднення ґрунтів може бути загальнопрофільне і погоризонтне. Наприклад, профіль підзолистого ґрунту збіднений на катіони; в аридних ґрунтах відбувається винос легкокорозивних солей тільки на деяку глибину.

Нульовий баланс характеризується тим, що винос і притік речовин скомпенсовані.

Водний баланс і водний режим ґрунтів є регуляторами балансу речовин. В.А. Ковда виділив такі **типи балансу речовин**: різко від’ємний, від’ємний, зрівноважений, змінний, позитивний, накопичувальний.

Різко від’ємний – характерний для схилів рівнинних територій з ерозійно-промивним водним режимом, для розораних схилів рівнинних територій:

$$S = S_0 + R - FS_s - FS_m - FL,$$

де S – кількість речовин у кінці балансового періоду; S_0 – на початку балансового періоду; R – кількість речовини атмосферних опадів; FS_s – поверхневого стоку (розчинний матеріал); FS_m – поверхневого стоку (твердий матеріал); FL – внутріґрунтовий боковий стік.

Від’ємний баланс – властивий для територій з промивним водним режимом, формується на дренованих плато і рівнинах з глибокими ґрунтовими водами; опади переважають над випаровуванням:

$$S = S_0 + R - FS_s - FS_m - FL - I_n,$$

де I_n – інфільтрація (низхідний стік). У таких умовах формуються ґрунти під лісом.

Зрівноважений баланс спостерігається при непромивному водному режимі, характерний для територій аридного і напіваридного клімату, де глибина ґрунтових вод більша 7 м. У таких умовах речовини з ґрунту виносяться шляхом поверхневого і бокового токів води:

$$S = S_0 + R + FS_s + FS_m + FL.$$

Формуються ґрунти: степові чорноземи, каштанові, бурі напівпустельні, сіроземи.

Змінний баланс спостерігається при вологому кліматі, на рівнинах або зниженнях рельєфу, з рівнем ґрунтових вод 1-3 м, слабод-тічних ґрунтових водах. Може бути позитивним, від'ємним і нульовим. Формуються чорноземно-лучні, напівболотні, болотні ґрунти лісостепу.

$$S = S_0 + R + GW + FS_s + FL - I_n$$

де GW – надходження речовин з капілярною каймою ґрунтових вод.

Позитивний баланс забезпечуються наливним водним режимом. Він формується у заплавах і дельтах річок, що періодично пересихають:

$$S = S_0 + R + FS_m + FS_s + FL + GW + FW + I_n$$

де FW – надходження речовин, які приносяться наливними водами.

Накопичувальний баланс формується при випітному водному режимі; характерний для солончаків з глибиною ґрунтових вод 1-3 м:

$$S = S_0 + R + FL_m + FL_s + GW.$$

У цій формулі $GW > R > FL_m > FL_s$.

5.2. Загальна схема ґрунтоутворення

Ґрунтоутворюючий процес, або ґрунтоутворення – це складний природний процес утворення ґрунтів із гірських порід, їх розвиток, функціонування і еволюція під дією комплексу факторів ґрунтоутворення.

Ґрунтоутворення починається з моменту поселення живих організмів на скельних породах або продуктах їх вивітрювання. **Первинний ґрунтоутворюючий процес**, по суті, збігається з вивітрюванням, в цей період ґрунт фізично суміщений з корою вивітрювання. В подальшому вивітрювання і ґрунтоутворення розділяються в просторі і часі: ґрунт формується у верхній частині кори вивітрювання гірських порід. В абіотичний період розвитку земної поверхні вивітрювання відбувалось без ґрунтоутворення. Існувала кора вивітрювання, але ґрунту не

було. Фактори й агенти вивітрювання і ґрунтоутворення одні й ті самі.

Ґрунтоутворення – один з окремих процесів трансформації земної речовини в зоні гіпергенезу, в спеціальних умовах педосфери. Ґрунтоутворення в своєму розвитку проходить ряд стадій. Характер проходження окремих стадій ґрунтоутворення зумовлений комплексом факторів у різних природно-кліматичних зонах земної кулі.

Стадія початкового (або первинного) ґрунтоутворення на скельних гірських породах, має назву **первинного ґрунтоутворення**. Вона досить довга, оскільки властивості ґрунтового тіла, характерні для зрілого ґрунту, ще не сформувалися, характеризується малою потужністю субстрату, який охоплюється ґрунтоутворенням, повільною акумуляцією елементів ґрунтової родючості. Профіль дуже слабо диференціюється на генетичні горизонти. Початкове ґрунтоутворення змінюється стадією **розвитку ґрунту**, яка протікає з наростаючою інтенсивністю, аж до формування зрілого ґрунту з характерним профілем і комплексом властивостей.

Стадія рівноваги – стан клімаксу, протягом якого підтримується динамічна рівновага ґрунту з середовищем, тобто з існуючим комплексом факторів ґрунтоутворення.

На певному етапі стадія рівноваги змінюється **еволюцією ґрунту**. Еволюція ґрунту може йти у різних напрямках: шляхом нарощування потужності ґрунту або шляхом її зменшення; шляхом засолення ґрунту або його розсолення; шляхом деградації ґрунтової родючості або її нарощування.

Розвиток і еволюція ґрунтів і ґрунтового покриву в цілому на земній поверхні протікає не випадково, а у відповідності з загальною історією ландшафту. Вона визначається глобальними геологічними процесами (тобто кліматичними, тектонічними та морфоструктурними процесами).

Ґрунтоутворення розглядається як співвідношення процесів виносу і акумуляції речовин (виносяться одні речовини, а накопичуються інші).

Абсолютна акумуляція речовин при ґрунтоутворенні – це надходження речовин до ґрунтоутворюючої породи з атмосфери чи гідросфери і накопичення їх у ґрунті, що формується.

У ґрунтах накопичується вуглець (фотосинтез – утворення біомаси – відмирання біомаси – розклад – гуміфікація – гумусонакопичення), азот (азотфіксація – поглинання організмами – відмирання біомаси – нітрифікація, амоніфікація), водорозчинні солі, гіпс, вапно, сполуки заліза,

кремнезем (із ґрунтових вод, особливо при випітному водному режимі).

Відносна акумуляція речовин при ґрунтоутворенні – це залишкове накопичення в результаті виносу яких-небудь інших речовин.

Наприклад, виніс лугів, лужних земель і кремнезему може відносно збагачувати ґрунт окислами алюмінію. Відносна акумуляція речовин – це завжди наслідок елювіального процесу. Під останнім розуміють низхідне переміщення речовин в ґрунті при промивному режимі і частковий або повний винос в нижню товщу або за її межі ряду сполук, солей лугів і лужноземельних металів. Елювіюванню можуть також піддаватися сполуки заліза, алюмінію, марганцю, фосфору, сірки і в деяких випадках кремнію (при алітизації). Елювіюванню можуть піддаватися і тонкодисперсні мінерали.

Винос і акумуляція речовин при ґрунтоутворенні є наслідком взаємодії малого біологічного і великого геологічного кругообігу речовин на земній поверхні. Результатом біологічного кругообігу речовин є біологічна акумуляція в ґрунтах вуглецю, азоту й інших біофілів. Результатом геологічного кругообігу – збіднення ґрунту тими чи іншими елементами (елювіальний процес) та збагачення деякими елементами (засолення, кіркоутворення). Ґрунтоутворення – це, по суті, сукупність явищ перетворення і переміщення речовин та енергії в границях педосфери Землі.

Взаємодія біологічного і геологічного кругообігу речовин проявляється через серію протилежно напрямлених процесів, суперечливих явищ, з яких складається ґрунтоутворення. До них належить:

1) руйнування первинних і вторинних мінералів – неосинтез мінералів.

2) біологічна акумуляція елементів у ґрунті – споживання елементів із ґрунту організмами;

3) гідрогенна акумуляція елементів у ґрунті – геохімічний виніс елементів із ґрунту;

4) розклад органічних речовин – синтез нових органічних сполук;

5) поглинання іонів з розчину твердою фазою – перехід іонів з твердої фази в розчин;

6) розчинення речовини – осадження речовин;

7) пептизація колоїдів – коагуляція колоїдів;

8) зволоження – висихання;

9) окиснення – відновлення;

10) нагрівання – охолодження;

11) азотфіксація – денітрифікація.

Багато з цих протилежних процесів мають циклічний характер, пов'язаний із загальною циклічністю природних явищ. Можна виділити добові, сезонні, річні, багаторічні, вікові цикли ґрунтоутворення. Вони формують режими ґрунтоутворення, специфічні для кожного ґрунту.

Перерахованим протилежним процесам, з яких складається ґрунтоутворення, *О.А.Роде* дав назву **загальні ґрунтоутворюючі процеси**. Вони відбуваються у всіх ґрунтах, але в різному якісному і кількісному прояві.

Він також виділив макро- і мікропроцеси. Перші охоплюють весь ґрунтовий профіль, другі являють собою мінеральні і органічні перетворення в межах ізольованих ділянок ґрунтового профілю.

5.3. Концепція елементарних ґрунтоутворних процесів та їх характеристика

Ґрунтоутворний процес на земній поверхні проходить під впливом великої різноманітності факторів ґрунтоутворення, що приводить до різноманітності типів ґрунтоутворення і типів ґрунтів. Одночасно в різних ґрунтах повторюються одні і ті ж процеси, що відрізняються деталями свого прояву. Наприклад, гумусонакопичення – це єдиний процес, який відбувається у різних ґрунтах, але він може кількісно відрізнитись (наприклад, накопичення 0,5 чи 500 т/га гумусу), а також бути якісно різним (утворення гуматного або фульватного гумусу). Такі загальні для різних типів ґрунтів процеси одержали назву **елементарних ґрунтоутворних процесів (ЕГП)**. Назва ця умовна, бо вказані процеси досить складні за своєю природою. Згідно з **І.П.Герасимовим**, ЕГП складають у своїй сукупності явище ґрунтоутворення, яке характерне тільки для ґрунтів, визначає властивості ґрунтів на рівні генетичних типів, тобто, насамперед, будову профілю або склад і співвідношення системи генетичних ґрунтових горизонтів. Відповідно до цього розуміння, кожний генетичний тип ґрунту (ГТГ) характеризується визначеним, тільки йому одному властивим сполученням ЕГП, хоча окремі ЕГП можуть і повинні зустрічатися (в різних сполученнях) у різних ГТГ.

До елементарних ґрунтових процесів належать ті природні й антропогенні ґрунтові процеси, які: а) специфічні тільки для ґрунтів і не характерні для інших природних явищ; б) у своїй сукупності складають явище ґрунтоутворення; в) визначають утворення у профілі специфічних ґрунтових горизонтів; г) визначають будову профілю ґрунтів, тобто склад і співвідношення системи

генетичних ґрунтових горизонтів; д) мають місце у декількох типах ґрунтів у різних сполученнях.

Сьогодні, за Б.Г. Розановим (1983) виділяють сім груп елементарних ґрунтових процесів: біогенно-акумулятивні, гідрогенно-акумулятивні, метаморфічні, елювіальні, ілювіально-акумулятивні, педотурбаційні і деструктивні.

А. Біогенно-акумулятивні ЕГП – це група ЕГП, що протікають у ґрунті під безпосереднім впливом живих організмів, за участю продуктів їх життєдіяльності і післясмертних решток, супроводжуються утворенням у профілі біогенних органогенно-акумулятивних поверхневих горизонтів.

Підстилкоутворення – формування на поверхні ґрунту органічного (в нижній частині – органо-мінерального) шару лісової підстилки або степової повсті, які знаходяться по вертикальних шарах і в часі (по сезонах року) на різних стадіях розкладення рослинних решток. Підстилка суцільним шаром легко відділяється від нижньої мінеральної частини ґрунту і складається з видимих оком рослинних залишків. Процес характерний у сучасних умовах тільки для ґрунтів, що не розорюються.

Торфоутворення – процес перетворення і консервування органічних решток при їх незначній гуміфікації, розкладі й мінералізації, що веде до утворення поверхневих горизонтів торфу різного ступеня розкладу (Т). Причиною процесу найчастіше є перезволоження ґрунту (анаеробні умови) або низька середньорічна температура ("сухий" торф). Найяскравіше проявляється в болотних (торф'яних) ґрунтах, в меншій мірі – в інших гідроморфних ґрунтах, в тому числі й в тундрово-глейових.

Гумусоутворення – процес перетворення органічних решток у ґрунтовий гумус і його взаємодія з мінеральною частиною ґрунту. Гумусоутворення ділиться на: а) за механізмом гумусоутворення – інсїтне (від лат. *in situ* – на місці утворення), просочувальне і потічне; б) за типом гуміфікації – гуматне, гуматно-фульватне, фульватне і гумінне; в) за реакцією середовища утворення – кисле, нейтральне, лужне; г) за характером зв'язку з мінеральною частиною і ступенем гуміфікації: мюлеутворення, модероутворення, мороутворення. Наприклад, для чорнозему характерне інсїтне гуматне нейтральне мюлеве гумусоутворення, а для підзолистого ґрунту – просочувальне фульватне кисле модер гумусоутворення. Морфологічно цей процес характеризується утворенням поверхневого темного гумусового горизонту найчастіше грудкуватої або зернистої структури (Н).

Дерновий процес – інтенсивне гумусоутворення,

гумусонакопичення і акумуляція біофільних елементів під дією трав'яної рослинності і, особливо, кореневої маси з утворенням ізогумусового профілю з поверхневим темним грудкуватим або зернистим дерновим (перегнійним) горизонтом, який по об'єму на половину складається із корневих систем рослин (Нд), Для орних ґрунтів не характерний, бере участь в утворенні багатьох ґрунтів, що формуються під трав'янистою рослинністю, в тому числі чорноземів, дернових, лугових, брюнземів тощо.

Б. Гідрогенно-акумулятивні ЕГП – група процесів, зв'язаних із сучасним або минулим впливом ґрунтових вод на ґрунтоутворення, належать до геохімічних міграційних процесів у земній корі. І тільки в тій частині, у якій ці процеси охоплюють акумуляцію речовин у ґрунтовому профілі, вони можуть бути віднесені до ґрунтових процесів.

Засолення – процес накопичення водорозчинних солей у ґрунтовому профілі при випітному (десуктивному) водному режимі в умовах неглибокого залягання мінералізованих ґрунтових вод. Солі підіймаються по капілярах ґрунту разом з водою і при її випаровуванні накопичуються в верхній частині профілю. Характерно найбільше для солончаків, відбувався цей процес при утворенні солонців і солодей, а також різних типів солончакуватих ґрунтів – каштанових солончакуватих, чорноземів солончакуватих, пустельних і напівпустельних.

Загіпсовування – процес вторинної акумуляції гіпсу в ґрунтовій товщі відкладенням його із мінералізованих ґрунтових вод при досягненні ними насичення щодо сульфату кальцію або при взаємодії шару, який містить вапно, з сульфатно-натрієвими водами. Характерне для багатьох ґрунтів напівсухих і сухих зон.

Карбонатизація – процес вторинної акумуляції карбонату кальцію у ґрунтовій товщі відкладенням його із мінералізованих ґрунтових вод при досягненні ними насичення карбонатом чи гідрокарбонатом кальцію або при обробці гіпсовмісного шару лужними содовими водами. Часто спостерігається в алювіальних, лугових ґрунтах, що формуються на безкарбонатних материнських породах.

Орудніння – процес гідрогенного накопичення оксидів заліза і марганцю різного ступеня гідратації у товщі ґрунту з утворенням «залізистого солончаку» або «рудякового горизонту», ортзанду, ортштейну, болотної руди, залізисто-марганцевих конкрецій. Характерний для багатьох гідроморфних і напівгідроморфних ґрунтів.

Окремніння – процес гідрогенного накопичення кремнезему у товщі ґрунту і цементації ним ґрунтових відокремлень, який має місце в області циркуляції лужних

розчинів. Часто відбувається в солодях та осолоділих ґрунтах.

Латеритизація – процес внутріґрунтового озалізнення з утворенням потужних конкреційних або панцирних прошарків різної будови (пізолітового, вермикулярного, шлакоподібного). Характерний для багатьох ґрунтів тропіків.

Олуговіння – акумулятивний процес, який пов'язаний із дією різних ґрунтових вод на нижню частину профілю при доброму загальному дренажі, що веде до підвищення зволоження ґрунту без його заболочення, росту гумусованості ґрунту і забезпеченості елементами живлення рослин; це дерновий процес у поєднанні з ґрунтовим зволоженням при доброму дренажі. Характерний для багатьох типів ґрунтів, у тому числі для лугово-чорноземних, лугово-каштанових, лугових тощо.

Кольматаж – гідрогенний процес накопичення скаламученого у воді матеріалу, який накриває поверхню ґрунту і пори верхніх шарів: природний кольматаж має місце при підводному і алювіальному гідроаккумулятивному ґрунтоутворенні, при наміві ґрунтів під схилами; деякі ґрунти кольматуються штучно з метою підняття їх родючості; постійно йде кольматаж на зрошуваних ґрунтах, особливо при поливах напуском.

В. Метаморфічні ЕГП. Це група процесів трансформації породоутворюючих мінералів на місці (in situ) без елювіально-ілювіального перерозподілу компонентів у ґрунтовому профілі. Для даної групи процесів вводиться поняття внутрішньоґрунтового вивітрювання. До ґрунтових процесів вони відносяться тільки в межах ґрунтового профілю.

Сіалітизація – процес внутрішньоґрунтового вивітрювання первинних мінералів з утворенням і відносним накопиченням in situ вторинної глини сіалітного складу ($\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3 > 2,5$). Характерно для більшості ґрунтів бореального та суббореального вологих поясів.

Монтморилонізація – процес внутрішньоґрунтового вивітрювання первинних мінералів з утворенням і відносним накопиченням вторинної глини монтморилонітового складу. Характерно для багатьох ґрунтів тропічного і субтропічного поясів.

Фералітизація – процес внутрішньоґрунтового вивітрювання первинних мінералів з утворенням і накопиченням in situ вторинної глини фералітного складу ($\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3 < 2,5$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 < \text{Al}_2\text{O}_3$). Спостерігається у цілому ряду тропічних і субтропічних ґрунтів.

Ферсіалітизація – процес накопичення рухомих сполук заліза у вигляді $\text{Fe}(\text{OH})_3$ і Fe_2O_3 на фоні оглинення (сіалітизації),

зумовленого декарбонатизацією ($\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 > 2$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{Al}_2\text{O}_3$).

Феритизація (рубифікація) – процес необерненої коагуляції і наступної кристалізації колоїдних гідрооксидів заліза у ґрунтовому профілі внаслідок інтенсивного періодичного просихання ґрунту в сухий і жаркий період року після привнесу їх і відкладення протягом вологого періоду (часто трапляється в коричневих та інших типах субтропічних і тропічних ґрунтів).

Озалізнення – процес вивільнення заліза із решіток мінералів при вивітрюванні та його осадження *in situ* в порах і тріщинах у вигляді автохтонних кутан, зерен, мікроагрегатів і згустків гідрооксидів, який супроводжується побурінням або почервонінням ґрунтоутво-рюючої породи.

Оглеєння – процес метаморфічного перетворення мінеральної ґрунтової маси внаслідок постійного або подовженого періодичного перезволоження ґрунту, що призводить до інтенсивного розвитку відновних процесів при обов'язковій участі анаеробних мікроорганізмів та наявності органічної речовини. Характеризується відновленням елементів зі змінною валентністю, руйнуванням первинних мінералів, синтезом вторинних мінералів типу алюмоферрісилікатів, де залізо знаходиться в закисні формі. Останні надають ґрунту сизого, голубого, зеленкуватого забарвлення. Характерно для болотних, інших гідроморфних ґрунтів, менш інтенсивно проявляються в на-півгідроморфних різновидах зональних ґрунтів (дернові глейові, дерново-підзолисті глейові, лугово-чорноземні тощо).

Злитизація – процес зворотної цементації монтморилітово-глинистих ґрунтів в умовах періодичного чергування інтенсивного зволоження і висихання, який супроводжується зміною набрякання і просідання з утворенням інтенсивної вертикальної тріщинуватості. Характерно для багатьох злитих ґрунтів – вертисолей, чорноземів злитих тощо.

Оструктурювання – процес розділення ґрунтової маси на агрегати різного розміру та форми з наступним зміцненням їх і формуванням внутрішньої будови структурних відокремлень.

Г. **Елювіальні ЕГП** – це група процесів, зв'язаних із руйнуванням або перетворенням ґрунтового матеріалу у специфічному елювіальному горизонті з виносом із нього продуктів руйнування або трансформації низхідними водами або латеральними (боковими) токами води, внаслідок чого елювіальний горизонт робиться збідненим на ті чи інші сполуки і відносно збагаченим залишеними на місці іншими сполуками або мінералами.

Вилуговування – процес збіднення того чи іншого горизонту ґрунту або профілю в цілому основами (лугами і

лужними землями) внаслідок виходу їх із кристалічної решітки мінералів або органічних сполук, розчинення і виносу водою, що просочується. Вплутувані з верхніх горизонтів основи можуть бути винесені за межі ґрунтового профілю або акумульовані в розміщеному нижче ілювіальному горизонті. Часткові прояви цього процесу – декарбонізація (сірі лісові ґрунти, чорноземи вилугувані) та розсолоння (солонці, солоді).

Опідзолення – кислотний гідроліз мінералів під впливом кислих органічних речовин, що утворюються під лісовою рослинністю, виніс продуктів гідролізу вниз по профілю в умовах гумідного клімату і промивного водного режиму із залишковою акумуляцією в опідзоленому (підзолистому) горизонті кремнезему і збідненням його на мул, алюміній, залізо й основи. Горизонт набуває легкого гранулометричного складу та білястого забарвлення. Характерно для підзолистих, дерново-підзолистих, сірих лісових ґрунтів, чорноземів опідзолених та багатьох інших типів ґрунтів.

Відмулювання (лесиваж, обезмулювання, ілімеризація) – процес пептизації, відмивання мулистих і тонкопилюватих частинок з поверхні зерен грубозернистого матеріалу або з мікроагрегатів і виніс їх у незруйнованому стані із елювіального горизонту. Характерно для сірих лісових, бурих лісових ґрунтів, йде паралельно з опідзоленням у багатьох типах опідзолених ґрунтів.

Псевдоопідзолення – процес утворення освітленого елювіального горизонту внаслідок сумісної дії лесиважу і поверхневого оглеєння.

Псевдооглеєння (глеє-елювіювання) – процес внутрішньо-ґрунтового руйнування мінералів під впливом поверхневого або підповерхневого оглеєння під дією періодичного перезволоження верховодкою при її сезонному утворенні на водоупорному ілювіальному горизонті або первинному більш важкому нижчому шарі двочленної ґрунтоутворюючої породи. З поверхневого глеє-елювіального горизонту виносяться продукти руйнування при опусканні рівня ґрунтових вод.

Осолодіння – процес руйнування мінеральної частини ґрунту під дією лужних розчинів (солей натрію) з накопиченням решток аморфного кремнезему і виносом із елювіального (осолоділого) горизонту аморфних продуктів руйнування. Характерно в першу чергу дня солодей і різних типів осолоділих ґрунтів.

Д. **Ілювіально-акумулятивні ЕГП** – група процесів акумуляції речовин у середній частині профілю елювіально-диференційованих ґрунтів, трансформація і закріплення винесених із елювіального горизонту сполук. Кожному елювіальному процесу може відповідати свій ілювіальний процес, якщо елювіювання не виходить за межі ґрунтового профілю.

Глинисто-ілювіальний процес – процес ілювіального накопичення мулистих частинок, які винесені в процесі лесиважу.

Гумусово-ілювіальний процес – процес ілювіального накопичення гумусу, винесеного із підстилки або з елювіального горизонту.

Залізисто-ілювіальний процес – процес ілювіального накопичення сполук (оксидів) заліза, винесених із елювіального горизонту в іонній, колоїдній або зв'язаній з органічною речовиною формах.

Алюмо-гумусо-ілювіальний процес – процес ілювіального накопичення аморфних оксидів алюмінію разом з гумусом, винесеним із елювіального горизонту.

Залізисто-гумусо-ілювіальний процес – процес ілювіального накопичення аморфних оксидів заліза разом з гумусом, винесених вниз із елювіального горизонту, характерний для піщаних підзолів.

Al-Fe-гумусо-ілювіальний процес – процес ілювіального накопичення аморфних оксидів алюмінію і заліза разом з гумусом, винесених вниз із підстилки або елювіального горизонту, характерний для підзолів.

Карбонатно-ілювіальний процес – процес накопичення CaCO_3 в середній або нижній частині профілю, який мігрує під впливом вилуговування чи міграції карбонатів. Характерний для сірих лісових, чорноземів та багатьох інших типів ґрунтів.

Е. Педотурбаційні ЕГП. Змішана група процесів механічного перемішування ґрунтової маси під впливом різних факторів і сил як природних, так і антропогенних.

Самомульчування – процес утворення малопотужного поверхневого пухкого дрібнобрилистого (горіхуватого) горизонту при інтенсивному просиханні злитих ґрунтів, який чітко відокремлений від розміщеної нижче зливої ґрунтової маси; самомульчований шар існує лише у сухому стані, повністю зливаючись з лежачим нижче ґрунтом при зволоженні.

Розтріскування – процес інтенсивного стискання ґрунтової маси при її висушуванні з утворенням вертикальних тріщин на ту або іншу глибину, який веде до перемішування ґрунту і його гомогенізації на глибину розтріскування у одних ґрунтах, або навпаки -до утворення гетерогенних профілів з різним складом і будовою.

Кріотурбація – процес морозного механічного переміщення одних ґрунтових мас відносно інших у межах якогось горизонту або профілю в цілому з утворенням специфічної кріотурбаційної будови.

Пучення – виливання на поверхню тиксотропної ґрунтової

маси в умовах криогенезу (вічної мерзлоти).

Біотурбація – перемішування ґрунту тваринами-землерийками, які живуть у ньому.

Вітровальна педотурбація – процес перемішування маси різних ґрунтових горизонтів при вітровальних лісових вивалах, які призводять до суттєвої гетерогенності ґрунтового профілю.

Агротурбація – різного типу механічне перемішування, розпушування або, навпаки, ущільнення ґрунту сільськогосподарськими знаряддями і машинами в практиці землеробства.

Є. **Деструктивні ЕГП** – група процесів, що ведуть до руйнування ґрунту як природного тіла і до знищення його.

Ерозія – процес механічного руйнування ґрунту під дією поверхневого стоку атмосферних опадів, яка розділяється на:

а) площинну ерозію, або ерозію змиву;

б) лінійну ерозію, або ерозію розмиву;

в) іригаційну ерозію при необережному зрошенні ґрунтів на схилах.

Дефляція – процес механічного руйнування ґрунту під дією вітру, який особливо інтенсивно проявляється на легких ґрунтах, інколи на суглинках і глинах, особливо при їх пилюватому складі (пилові бурі).

Стягнення – антропогенний процес зняття ґрунту у верхніх частинах схилу з поступовим переміщенням його у нижні при машинному обробітку ґрунту вдовж схилу.

Захоронення – засипка ґрунту якимось матеріалом, принесеним зі сторони, до такої міри, що в ньому зупиняється ґрунтоутворюючий процес, а нове ґрунтоутворення починається уже з поверхні наносу. Захоронений ґрунт є при цьому реліктом.

5.4. Тип ґрунтоутворення

Поняття про тип ґрунтоутворення було введене в науку ще на початку століття, проте його конкретний зміст розумівся не всіма вченими однаково,

Низка вчених вважає, що тип ґрунтоутворення повністю співпадає з типом ґрунту. **К.Д.Глінка (1927), С.С.Неуструєв (1930), В.Кубієна (1970)** та інші вважали, що типів ґрунтоутворення значно менше, чим існуючих типів ґрунту. К.Д.Глінка та С.С.Неуструєв виділяли 5 типів ґрунтоутворення (латеритний, підзолистий, солонцевий, болотний, степовий). В.Кубієна виділяв 9 типів ґрунтоутворення. Він вважав, що один і той же тип ґрунтоутворення може проявлятися у декількох типах ґрунту, причому у різних комбінаціях та з різною інтенсивністю. Так, сполучення підзолистого та болотного типу ґрунтоутворення формує болотно-підзолисті ґрунти, степовий та підзолистий – сірі лісові і т.п.

Формування ґрунту того чи іншого типу – результат дії

різних, нерідко протилежних за направленістю процесів. А тому для кожного ГТГ відповідає свій **комплект ЕГП** (набір всіх ЕГП, які в тій чи іншій мірі впливають на загальний процес ґрунтоутворення на даній території), а відповідно кожному генетичному типу ґрунту відповідає свій **тип ґрунтоутворення**. Згідно з цією концепцією, тип ґрунту та тип ґрунтоутворення – поняття одного порядку.

На сьогодні поняття типу ґрунтоутворення найбільше пов'язується з наявністю або домінуванням того чи іншого профілетворного ЕГП, спільного для низки ґрунтових типів. Проте для складних повнопрофільних розвинутих ґрунтів досить часто важко виділити домінуючий ЕГП. Тому поняття «тип ґрунтоутворення» та широкі надтипові поняття (підводне, алювіальне, гідроморфне, автоморфне, гірське, ерозійне, кріогенне, степове, болотне, лісове, культурне ґрунтоутворення) поки що використовуються в ґрунтознавстві не зовсім строго та одноманітно. Більш строго поняттям служить «тип ґрунту» і пов'язаний з ним комплект ЕГП.

Контрольні питання

1. Дайте характеристику біогенно-акумулятивним елементарним ґрунтовим процесам.
2. Дайте характеристику гідрогенно-акумулятивним елементарним ґрунтовим процесам.
3. Дайте характеристику метаморфічним елементарним ґрунтовим процесам.
4. Дайте характеристику ілювіальним і елювіальним елементарним ґрунтовим процесам.
5. Дайте характеристику педотурбаційним та деструктивним елементарним ґрунтовим процесам.
6. Поняття про тип ґрунтоутворення, приклади.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І., Польчина С.М., Нікорич В.А. Ґрунтознавство: Підручник.- Чернівці:Книги-XXI, 2004.- 400с.
3. Польчина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
4. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк.,1988.

6. Назаренко І.І. Грунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.

Додаткова

7. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1974.

8. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966

9. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. – Л.: Наука, 1974.

10. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986

ЛЕКЦІЯ 6.

Фактори ґрунтоутворення. Роль живих організмів у ґрунтоутворенні. Клімат як фактор ґрунтоутворення, його характерні особливості. Водний режим ґрунтів. Теплові властивості й тепловий режим ґрунтів. Роль у ґрунтоутворенні материнської породи, рельєфу місцевості.

6.1. Поняття про фактори ґрунтоутворення

Під факторами та умовами ґрунтоутворення розуміються зовнішні по відношенню до ґрунту компоненти природного середовища, під впливом і за участю яких формується ґрунтовий покрив земної поверхні.

Фактори ґрунтоутворення – це об'єкти навколишнього середовища, які безпосередньо (матеріально) діють на материнські гірські породи.

Умови ґрунтоутворення – це явища навколишнього середовища, які впливають на ґрунтоутворення не безпосередньо, а через матеріальні фактори, сили і напрямок дії яких змінюється при зміні цих умов.

До умов ґрунтоутворення належать географічне розташування місцевості, рельєф та ін. Географічне розташування місцевості впливає на інтенсивність ґрунтоутворення через зміну клімату; рельєф – через перерозподіл атмосферних опадів, тепла на поверхні Землі; час – через нагромадження кількісних змін факторів.

Початок ученню про фактори та умови ґрунтоутворення поклав В.В. Докучаєв. Ним встановлено, що формування ґрунтового покриву зв'язано з фізико-географічним середовищем та історією його розвитку. Він дав визначення поняття ґрунтів як поверхневих мінерально-органічних утворень, які мають власне походження і є результатом сукупної дії: 1) материнської гірської породи, 2) живих і мертвих організмів; 3) клімату; 4) рельєфу місцевості; 5) віку країни.

В.В.Докучаєв це виразив за допомогою формули

$$Г = f(K, O, Г, P)B,$$

де Г – ґрунт, К – клімат, О – організми, Г – гірські породи, Р – рельєф, В – вік. Поряд з названими п'ятьма природними факторами та умовами ґрунтоутворення виділяється ще шостий – виробнича діяльність людини, яка має як прямий, так і побічний вплив на ґрунтоутворення і ґрунтовий покрив. Різні комбінації факторів та умов ґрунтоутворення на земній кулі утворили багато типів ґрунтів.

У 1899 році **В.В.Докучаєв** опублікував наукову працю «До вчення про зони природи», в якій він сформулював взаємозв'язки та співвідношення між факторами ґрунтоутворення – фактори рівнозначні і незамінні. Тобто вони діють разом і сукупно. Неможливо, наприклад, уявити формування ґрунту без участі клімату. Водночас, він допускав можливість існування провідного фактора ґрунтоутворення у визначених умовах.

Після В.В.Докучаєва накреслилися різні підходи до оцінки ролі факторів у процесах ґрунтоутворення. Наприклад, **К.Д.Глінка** серед факторів ґрунтоутворення відводив провідну роль клімату й рослинності, хоча утворення рендзин (дерново-карбонатних ґрунтів) пояснював впливом переваги материнських порід. **С.О.Захаров** (1928) поділяв усі фактори на **активні** та **пасивні**. До активних він відносив біосферу, атмосферу і гідросферу, а до пасивних – материнську породу й рельєф місцевості.

У кінці 30-х років ХХ ст. почалася дискусія про головний, або провідний фактор ґрунтоутворення. **В.Р.Вільямс**, зокрема, віддавав перевагу біологічному. Значення вчення про фактори ґрунтоутворення виняткове, тому що знаючи співвідношення між типом і властивостями ґрунтів, з одного боку, і факторами ґрунтоутворення – з іншого, легше зрозуміти використання на практиці властивостей ґрунтового покриву, інтерпретувати дані досліджень, пояснити походження ґрунту, напрямок його розвитку.

6.2. Роль живих організмів у ґрунтоутворенні

На думку **В.І.Вернадського**, організми – найбільш могутній фактор ґрунтоутворення. У ґрунті живуть представники всіх царств природи: рослини, тварини, гриби та мікроорганізми. Бактерії, гриби, лишайники, водорості готують субстрат для вищих рослин, який є провідним у процесі ґрунтоутворення.

В.А.Ковда (1973) зробив підрахунок, що вся біомаса на суші складає $3 \cdot 10^{12} - 1 \cdot 10^{13}$ т, у тому числі: ліси – $n \cdot 10^{11} - n \cdot 10^{12}$; трави – $n \cdot 10^{10} - n \cdot 10^{11}$, тварини – $n \cdot 10^9$; мікроорганізми – $n \cdot 10^{8-9}$. Фіксована сонячна енергія, яка міститься у біомасі суші, складає $n \cdot 10^{19}$ кДж. Тобто, як свідчать наведені цифри, основну біомасу на земній кулі створює вища рослинність, тому саме вона відіграє найважливішу біологічну роль у ґрунтоутворенні. Зелені рослини – єдине першоджерело органічної речовини в ґрунті. Головна їх функція – забезпечення біологічного кругообігу речовин, тобто поглинання з ґрунту елементів живлення і води, синтез органічної маси, повернення її у ґрунт після закінчення життєвого циклу.

Характер участі рослин у ґрунтоутворенні різноманітний і залежить від типу рослинності. У ґрунтознавстві для характеристики впливу рослин на ґрунтоутворення розрізняють такі рослинні формації:

- група деревинних формацій: тайгові ліси, широколистяні ліси, вологі субтропічні та вологі тропічні ліси;
- група перехідних деревинно-трав'янистих формацій: ксерофітні ліси й чагарники, савани;
- група трав'янистих формацій: суходольні й заболочені луки, трав'яні прерії, степи помірного поясу, субтропічні чагарникові степи;
- група пустельних формацій – суббореальних, субтропічних і тропічних;
- група лишайниково-мохових формацій: тундри, болота.

Фітомаса, утворена вищими рослинами, дуже мінлива і залежить від типу рослинності та умов її формування. Біомаса деревних рослин змінюється: збільшується від високих широт до більш низьких, а трав'яної рослинності лук і степів знижується від лісостепу до сухих степів.

Опад і органічні речовини, утворені рослинами, надходять у ґрунт. Під дією живих організмів вони розкладаються, мінералізуються до вугільної кислоти, води, газів або перетворюються у гумус. У гумусній оболонці землі зосереджено енергії $n \cdot 10^{19}$ - $n \cdot 10^{20}$ кДж; що дорівнює біомасі суші.

Кожен тип формації відіграє свою певну роль у ґрунтоутворенні, тому що характеризується особливостями складу органічної речовини, надходження її до ґрунту, процесами її розкладу, взаємодією з мінеральною частиною ґрунту (табл. 1).

Таблиця 1.

Біологічна продуктивність основних типів рослинності, ц/га

Тип рослинності	Біомаса		Приріст	Опад	Лісова підстилка або степова повсть
	загальна	коренів			
Арктична тундра	50	35	10	10	35
Чагарникова тундра	280	231	25	24	835
Ялинники північної тайги	1000	220	45	35	300
Ялинники середньої тайги	2600	598	70	50	450
Ялинники південної тайги	3300	735	85	55	350
Діброви	4000	960	90	65	150
Степи лучні	250	205	137	137	120
Степи сухі	100	42	42	42	15
Пустелі напівчагарникові	43	38	12	12	-
Субтропічні листяні ліси	4100	820	245	210	100
Савани	686	39	120	114	13
Вологі тропічні ліси	5000	900	325	250	20

Лісова рослинність, як сказано вище, переважає за своєю біомасою, являє собою складний багатоярусний біогеоценоз, має

багаторічний життєвий цикл, щорічно відмирає незначна частина її біомаси, в основному – у вигляді поверхневого опаду; азот і зольні елементи зосереджені в багаторічній біомасі, вилучені з біологічного кругообігу; опад утворює лісову підстилку, при розкладі якої утворюються кислі сполуки, які вимиваються вниз по профілю й активно взаємодіють із мінеральною частиною ґрунту. Фізичне випаровування води в лісах незначне, панує низхідний потік вологи, в результаті відбувається вилуговування і вимивання продуктів ґрунтоутворення з профілю, ступінь якого залежить від типу лісу.

Роль і значення хвойного та листяного лісів у процесі ґрунтоутворення різні. У **хвойному** лісі опад розкладається повільно, утворюючи підстилку типу мор; розкладання підстилки відбувається під дією грибів, гумус утворюється фульватний, ґрунтоутворення йде по типу підзолютворення, формуються висока кислотність, не-насиченість основами, низька гумусованість, малий вміст поживних елементів, особливо азоту й фосфору, низька родючість ґрунтів.

У **змішаних** і, особливо, у **широколистяних** лісах у кругообіг залучається в 2-3 рази більше кальцію, магнію, азоту та фосфору, ніж у хвойних. Зі спадом листя щорічно надходить в 4-5 разів більше кальцію і магнію, ніж із хвоєю. У змішаних лісах листяний опад більш м'який, містить високу кількість кальцію і магнію, багатий азотом; мінералізація відбувається протягом річного циклу, основи нейтралізують кислотність, синтезується гумус гуматно-фульватного типу; формуються сірі лісові і бурі лісові ґрунти, менш кислі, ніж підзолисті; підвищується насиченість основами, вміст азоту, формується вищий рівень родючості; посилюється біоактивність.

Трави мають меншу сумарну біомасу, скорочений життєвий цикл (1-3 роки). Під трав'яною рослинністю джерелом утворення гумусу є корені, надземна маса значно менша; гідротермічні умови здатні стимулювати швидкий розклад органічних решток. Вони збагачені азотом, зольними елементами, які щорічно повертаються у верхню частину профілю – формується «м'який» гумус, насичений кальцієм, гуматного типу. Такі умови сприяють формуванню чорноземів зі значним вмістом гумусу, високим рівнем родючості, а також лучних, лучно-болотних, дернових та інших типів родючих ґрунтів.

Мохово-лишайникова рослинність має обмежену біомасу, яка після відмирання попадає тільки на поверхню ґрунту, мохи мають високу вологоємність, що сприяє перезволоженню, консервації рослинних залишків, утворенню торфу.

Тип рослинної асоціації визначає швидкість, об'єм, характер

і хімізм біологічного кругообігу елементів. Наприклад, ємність біологічного кругообігу у трав'янистих ценозах нижча, ніж у лісових асоціаціях, але інтенсивність кругообігу у перших значно вища, більш швидкий кругообіг окремих елементів у циклі біологічного кругообігу.

Залежно від хімічного складу решток, що мінералізуються, утворюється визначений тип біологічного кругообігу у різних рослинних асоціаціях. Так, для ялинкових насаджень він визначається як кальцієво-азотний, для широколистяних лісів – як азотно-кальцієвий, для злакових лугов – як азотно-кальцієвий, а для галофітної рослинності – як хлоридно-натрієвий. Рослинність, впливаючи на напрямок ґрунтоутворення, є досить чітким індикатором зміни ґрунтових умов. Так, поширення ареалу вологолюбної рослинності збігається з границями контурів ґрунтів гідроморфного й напівгідроморфного рядів.

Оскільки рослинний покрив на землі має чітко виражену зональність, то це є однією з причин зональності ґрунтового покриву.

Формування «рухлякової» породи, як етап, що передує процесу первинного ґрунтоутворення, – результат не тільки суто фізичних і стерильних хімічних процесів. Уперше на це звернув увагу *Б.Б.Полинов* у 1940 р. на одній з ділянок Ільменського держзаповідника зі співробітниками по Ґрунтовому інституту СРСР та співробітниками кафедри ґрунтознавства ЛДУ.

Дослідники відзначили неоднорідність мікроландшафтів на поверхні гранітогнейсів. Їх поверхня була вкрита тонким іржаво-бурим вицвітом, який, попри все, не ховав зернисто-кристалічної структури породи. В місцях, де такого нальоту не спостерігалось, поверхня гранітогнейсів виступала як свіжий злам породи. Більшість ділянок були вкриті лишайниками, різними за забарвленнями, але так закріплених у породі, що відокремити їх можна було лише за допомогою скальпеля. Ці нальоти утворені накипними лишайниками. Інші ділянки були вкриті листовими лишайниками, які прикріплювались до породи лише в одному місці. У западинках породи чітко спостерігались мохові асоціації. З глибоких тріщин подекуди розвивались молоді сосни.

Більш детальне вивчення цих мікроландшафтів дозволило *Полинову* окреслити схему розселення організмів по породі:

1) перші поселенці – накипні лишайники (вони створюють незначну кількість темнозабарвленого дрібнозему, який заповнює дрібні тріщини);

2) на підготовленому ними субстраті поселяються лишайники з листоподібними пластинками (їх біомаса значно більша і опад носить назву дрібнозем під лишайниками);

3) на трупях лишайників поселяються мохи (трансформо-

ваний темнозбарвлений матеріал, що містить досить значну кількість органічних речовин, переміщується у крупні тріщини);

4) в крупних тріщинах розвиваються голонасінні.

Темнозбарвлений матеріал руйнування породи лишайниками є сумішшю продуктів гуміфікації, мінералізації та залишкових хімічних елементів, вивільнених з породи та не використаних лишайниками.

Як лишайники руйнують породу?

Лишайники являють собою симбіонт водорості та гриба, авто- та гетеротрофного організму. Вдень інтенсивно функціонує «водорість», виділяючи в навколишнє середовище лужні метаболіти, вночі – «гриб», який виділяє кислі метаболіти. Ця щодобова зміна рН середовища в межах від 2,5 до 8,5 веде до інтенсивного посилення хімічного вивітрювання.

Крім цього, ці організми продукують низку органічних кислот, які отримали назву лишайникових. Ці кислоти теж посилюють інтенсивність хімічного гіпергенезу, оскільки вони мають, як правило, хелатну комплексну структуру. Комплексні сполуки здатні «вибити» більшість хімічних елементів з кристалічної решітки будь-якого мінералу чи породи.

Отже, першими поселенцями на породах є лишайники? Ні. Виявляється, зелені водорості.

Відповідь на це питання вперше була дана мікробіологом, видатним мікологом **Т.Г.Мірчинк**. Вона дослідила «неприродне» походження рожевого забарвлення кварців на біобазі в Міасово на Південному Уралі. Те, що досліджувані породи були кварцом, ніхто не сумнівався, проте ці мінерали рожевими не бувають. Провівши мікробіологічне дослідження цих мінералів, Т.Г.Мірчинк виявила у дрібних мікротріщинах клітини зелених водоростей. Саме їх забарвлення відсвічувало рожевим кольором. «Тиск» життя – накопичення біомаси водоростей веде до розтріскування кварцу та інших мінералів по площинах нестійкості. А також водорості піддуговували середовище до рН 6,4-8,1. Отже, першими атакують породу зелені водорості, а вже потім лишайники.

Поряд з рослинністю істотно впливають на процеси ґрунтоутворення численні представники ґрунтової **фауни** – безхребетні, хребетні, які населяють різні горизонти ґрунту і живуть на його поверхні. За розмірами ґрунтової фауни можна поділити на чотири групи:

а) мікрофауна – організми, розміри яких менші 0,2 мм. Головними з них є протозоа, нематоди, різоподи, ехінококи, які живуть у вологому ґрунтовому середовищі;

б) мезофауна – організми, розміри яких від 0,2 до 4 мм: маленькі комахи, специфічні черви, що пристосувалися жити у

ґрунті, де досить вологе повітря;

в) макрофауна – складається з тваринних організмів розміром від 4 до 80 мм: земляні черви, молюски, комахи (мурахи, терміти);

г) мегафауна – тварини більші 80 мм: великі комахи, краби, скорпіони, гадюки, черепахи, маленькі і великі гризуни, лисиці, борсуки та інші тварини, які риють у ґрунтах ходи, нори.

Прикладом надзвичайно інтенсивної дії на ґрунт є робота дощових червів. На площі 1 га черви щорічно пропускають через свій кишечник у різних ґрунтово-кліматичних зонах від 50 до 600 т дрібнозему. Разом з мінеральною масою поглинається і перероблюється величезна кількість органічних решток. У середньому екскременти червів (копроліти) складають до 25 т/га на рік.

Головною функцією тварин є споживання, первинне і вторинне руйнування органічної речовини. Друга функція ґрунтових тварин виражається у накопиченні в їх тілах елементів живлення і, головне, у синтезі азотовмісних сполук білкового характеру. Після їх розкладу до ґрунту надходять елементи, енергія. Тварини впливають на переміщення маси ґрунту, на формування мікро- і нанорельєфу.

Винятково важливе значення для процесів ґрунтоутворення мають **мікроорганізми**. їм належить основна роль у глибокому і повному руйнуванні органічних речовин, деяких первинних і вторинних мінералів. Кожному типові ґрунтів, кожній ґрунтовій відмінності властивий свій специфічний профільний розподіл мікроорганізмів. При цьому чисельність мікроорганізмів, їх видовий склад відображають важливі властивості ґрунту. Основна маса мікроорганізмів зосереджена у межах верхніх 20 см товщі ґрунту. Біомаса грибів і бактерій в орному шарі ґрунту складає до 5 т/га.

Мікроорганізми беруть активну участь у процесі гумусоутворення, який за своєю природою біохімічний. Великий вплив мають мікроорганізми на склад ґрунтового повітря, на цикли перетворення азотовмісних сполук. Одна з важливих ланок у циклах перетворення азоту – фіксація його ґрунтовими мікроорганізмами. Загальна планетарна продуктивність мікробної фіксації азоту складає від 270 до 330 млн. т/рік, із яких 160-170 млн. т/рік дає суша, 70-160 млн. т/рік – океан. Бобові культури за допомогою бульбочкових бактерій фіксують і накопичують у ґрунтах від 60 до 300 кг азоту на гектар у рік.

Ґрунт є не лише місцем життя величезної кількості найрізноманітніших мікроорганізмів, а й продуктом їхньої життєдіяльності, у ґрунті мікроби знаходять всі умови для розвитку: вологу, поживні речовини, захист від згубної дії прямої сонячної радіа-

ції тощо. Завдяки цим сприятливим умовам кількість мікробів у ґрунтах величезна – від 200 млн. мікробів у 1 г глинистого ґрунту до п'яти і більше мільярдів у 1 г чорнозему. Ґрунт – основне джерело, звідки мікроорганізми надходять у зовнішнє середовище – повітря й воду.

Мікрофлора ґрунту дуже різноманітна. У її складі нітрифікуючі, азотфіксуючі, денітрифікуючі бактерії, сірко- і залізобактерії, целю-лозорозкладачі, різні пігментні бактерії, мікоплазми, актиноміцети, гриби, водорості, найпростіші тощо. Кількісний і якісний склад мікрофлори різних ґрунтів змінюється залежно від хімічного складу ґрунту, його фізичних властивостей, реакції середовища, вмісту в ньому повітря, вологи й поживних речовин. На склад і кількість мікробів у ґрунті істотно впливають кліматичні умови: пори року, методи обробітку ґрунту, характер рослинного покриву та багато інших факторів.

Наявність в 1 г ґрунту (верхнього шару чорнозему) кількох мільярдів бактерій, актиноміцетів, до мільйона спор грибів і багатьох інших мікроорганізмів свідчить про велику біогенність ґрунту. Є дані про те, що в орному шарі окультуреного ґрунту на площі 1 га може міститися 5-6 т мікробної маси.

Серед різноманітної мікрофлори в ґрунті є і патогенні бактерії, проте ґрунт у цілому – несприятливе середовище для життя більшості патогенних бактерій, вірусів, грибів і найпростіших. У ґрунті водночас з мінералізацією органічних речовин відбуваються процеси бактеріального самоочищення – відмирання не характерних для ґрунту сапрофітних і патогенних бактерій.

Значна роль мікроорганізмів і в руйнуванні та новоутворенні мінералів. Вона пов'язана, в першу чергу, з мікробними циклами калію, заліза, алюмінію, фосфору та сірки. Руйнування та синтез мінералів забезпечують залучення елементів у біологічний кругообіг та його взаємодію з великим геологічним кругообігом речовин.

У процесах мікробного руйнування мінералів беруть участь в основному гриби, та, в меншій мірі, актиноміцети й інші бактерії. В основі деструкції мінералів лежать такі механізми:

- 1) розчинення сильними кислотами, що утворюються при нітрифікації, при окисненні сірки;
- 2) дія органічних кислот – продуктів бродіння і неповного окиснення вуглеводів грибами;
- 3) взаємодія з позаклітинними амінокислотами, що виділяються більшістю мікроорганізмів;
- 4) руйнування продуктами мікробіологічної трансформації рослинних решток – поліфенолами, поліуронідами, танінами, флавоноїдами;

5) руйнування продуктами мікробного біосинтезу, наприклад, поліцукрами.

У результаті дії на мінерали кислот, лугів, мікробного слизу відбувається або повне розчинення мінералу з утворенням аморфних продуктів розкладу, або іони калію, наприклад, ізоморфно заміщуються на водень чи натрій без руйнування кристалічної решітки. Вилучення з мінералів хімічних елементів не завжди відбувається у еквівалентній кількості, а це призводить до перетворення одного мінералу на інший. Наприклад, при розкладі алюмосилікатів за участю гетеротрофної мікрофлори відбувається послідовне вивільнення спочатку лужних елементів, потім лужноземельних і в останню чергу кремнію та алюмінію.

Стійкість мінералу до мікробіологічного розкладу визначається як особливістю будови кристалічної решітки, так і специфікою комплексу мікроорганізмів, а як наслідок – і специфічністю біохімічних механізмів дії на мінерал.

Найвищою мінералодеструктивною здатністю володіє мікрофлора ґрунтів підзолистого типу.

Мікроорганізми беруть участь не лише в розсіюванні елементів, що містяться в мінералах, а й у мінералоутворенні. Зокрема, мікроорганізми утворюють боксити (гідроксид алюмінію), відкладаючи алюміній по периферії клітин, а також при руйнуванні алюмосилікатів. Окрім алюмінію, у ґрунтах відбувається новоутворення сульфідних, карбонатних, фосфатних, залізистих і силікатних мінералів.

Карбонатні мінерали в едафотобах – продукти біогенного походження. Кальцити утворюються при осадженні кальцію вуглекислою, що виділяється при диханні, бродінні та неповному окиснювальному розкладі органічних сполук.

Кремнієві мінерали нерідко утворюються при життєдіяльності діатомових водоростей. Роль мікроорганізмів у процесах перетворення аморфного кремнезему у вторинний кварц зводиться до вивільнення фітолітів від органічних речовин. Подальша кристалізація – процес суто хімічний.

Сульфіди трансформуються сіркобактеріями, зокрема *Thiobacillus ferrooxidans*. У кислому середовищі ці бактерії окиснюють первинні сульфіди, з яких утворюються нові вторинні мінерали, наприклад, з антимоніту (Sb_2S_3) утворюється сенармоніт, який у подальшому окиснюється до Sb_2S_5 за участю *Stibiobacter senarmonitii*.

Суттєва роль у структуроутворенні належить саме біологічним агентам і, в першу чергу, кореневим системам переважно трав'янистих рослин. Корені пронизують ґрунт, розділяючи ґрунтову масу в одних місцях і стискаючи її в інших, локально висушу-

ють ґрунт і виділяють у місця контакту органічні речовини. Розповсюджуючись в едафотопі в різноманітних напрямках, коріння надають агрегатам грудкуватої або зернистої форми; проникаючи в мікроагрегати, вони зв'язують їх і підвищують механічну й водну стійкість. Подібна зв'язувальна роль притаманна і грибним гіфам та адсорбованим на поверхні агрегату мікроорганізмам.

Визначна роль у структуроутворенні належить червам. їх виділення містять значну кількість поліцукрів, що виконують роль клею. Поліцукри мають довгу, лінійну, гнучку структуру, що дозволяє їм входити в тісний контакт з ґрунтовими частинками і зв'язувати їх, утворюючи містки між ними. Крім того, саме поліцукри є чудовим субстратом для мікроорганізмів, що теж продукують так званий бактеріальний слиз, який виконує аналогічну функцію.

6.3. Клімат як фактор ґрунтоутворення, його характерні особливості

Під **атмосферним кліматом** розуміють середній стан атмосфери тієї чи іншої території, що характеризується середніми показниками метеорологічних елементів (температура, опади, вологість повітря) і їх крайніми показниками. Кліматичні показники відіграють важливу роль у формуванні характеру ґрунтових процесів, тому що з ними тісно пов'язаний водно-повітряний і тепловий режими ґрунту, а відповідно – спрямування біологічних процесів.

Головним джерелом енергії ґрунтових процесів служить сонячна радіація, води – атмосферні опади. Характеристики клімату за температурним режимом і режимом зволоження мають важливе значення для розуміння особливостей гідротермічного режиму ґрунтів. Термічні групи кліматів виділяються за рядом температурних показників (табл. 2.), вони розташовуються на планеті у вигляді широтних смуг, закономірно характеризуються певними типами рослинності та ґрунтів, тому ці пояси (смуги) отримали назву **ґрунтово-біокліматичних поясів**.

Таблиця 2.
Планетарні термічні (ґрунтово-біокліматичні) пояси

Група кліматів	Сума середньодобових активних температур (більших 10°C) за вегетаційний період, °C
Холодні (полярні)	Менше 600
Холодно-помірні (бореальні)	600-2000
Тепло-помірні (суббореальні)	2000-3800
Теплі (субтропічні)	3800-8000
Жаркі (тропічні)	більше 8000

У термічних поясах виділяють **зони зволоження** (групи кліматів) за коефіцієнтом зволоження. Спосіб характеристики клімату як фактора водного режиму ґрунтів був застосований у ґрунтознавстві Г.М.Висоцьким у вигляді коефіцієнта зволоження (K_z) території:

$$K_z = \frac{\sum P}{\sum E},$$

де P – кількість опадів за рік, мм; E – річне випаровування з вільної поверхні, мм.

Важливість виділення груп кліматів за режимом зволоження обґрунтовується тим, що вода – найважливіший компонент земної атмосфери. Вона є неодмінною умовою формування усіх природних екосистем. До світового кругообігу щорічно залучається 577 тис. км куб води; 505 тис. км куб випаровується з поверхні океану і 72 тис. км куб – з поверхні суші, із яких десь біля 119 тис. км куб щорічно випадає на сушу у вигляді опадів.

Надходження атмосферних опадів наростає від полюса до екватора. У середині континентів спостерігається відхилення від цієї загальної закономірності. Воно залежить від розмірів материка, відстані від моря, наявності холодних і теплих течій, висоти гірських систем.

За характером зволоження прийнято виділяти такі групи кліматів (за K_z):

- дуже вологі (екстрагумідні) – $>1,33$;
- вологі (гумідні) – $1,33-1,00$;
- напіввологі (семигумідні) – $1,00-0,55$;
- напівсухі (семиаридні) – $0,55-0,33$;
- сухі (аридні) – $0,33-0,12$;
- дуже сухі (екстрааридні) – $<0,12$.

Наприклад, для ґрунтових зон України коефіцієнт зволоження складає для: лісостепової – 1,00; лісо-лугової – 1,38; степової чорноземної – 0,67, сухих степів – 0,38.

Клімат має прямий і опосередкований вплив на ґрунтоутворення. Прямий вплив – це безпосередня дія на ґрунт атмосферних факторів: зволоження, промочування, висихання, нагрівання, охолодження тощо. Опосередкована роль клімату як фактора ґрунтоутворення полягає ось в чому:

1. Клімат – важливий фактор розвитку біологічних і біохімічних процесів. Він зумовлює тип рослинності, темпи утворення або руйнування органічної речовини, склад та інтенсивність ґрунтової мікрофлори, фауни.

2. Атмосферний клімат істотно впливає на водно-повіт-

ряний, температурний і окисно-відновний режими ґрунтів.

3. З кліматичними умовами міцно зв'язані процеси перетворення мінеральних сполук у ґрунті (напрямок і темпи вивітрювання, акумуляція продуктів ґрунтоутворення).

4. Клімат багато в чому визначає процеси вітрової та водної ерозії ґрунтів.

6.4. Водний режим ґрунтів

Сукупність добових, сезонних і річних циклічних змін складу та стану компонентів ґрунту, які відбуваються у зв'язку з обміном речовиною й енергією між ґрунтом і навколишнім середовищем, називається **ґрунтовим режимом**. Виділяють водний, тепловий, повітряний, окисно-відновний, сольовий, поживний та інші режими. Типи водного й теплового режимів у великій мірі визначають характер ґрунтоутворення, його енергетику і динаміку, а самі, в першу чергу, залежать від кліматичних характеристик території, де знаходиться ґрунт.

Водний режим ґрунту – це сукупність явищ надходження води в ґрунт, її переміщення, змін фізичного стану, втрати з ґрунту.

Основи вчення про водний режим ґрунтів і його типи закладені **Г.М.Висоцьким** (1899). До елементів водного режиму (балансу) належать: поглинання, фільтрація, капілярне підняття, поверхневий стік, низхідний та боковий стоки, фізичне випаровування, десукція, замерзання, розмерзання, конденсація води (рис. 1).

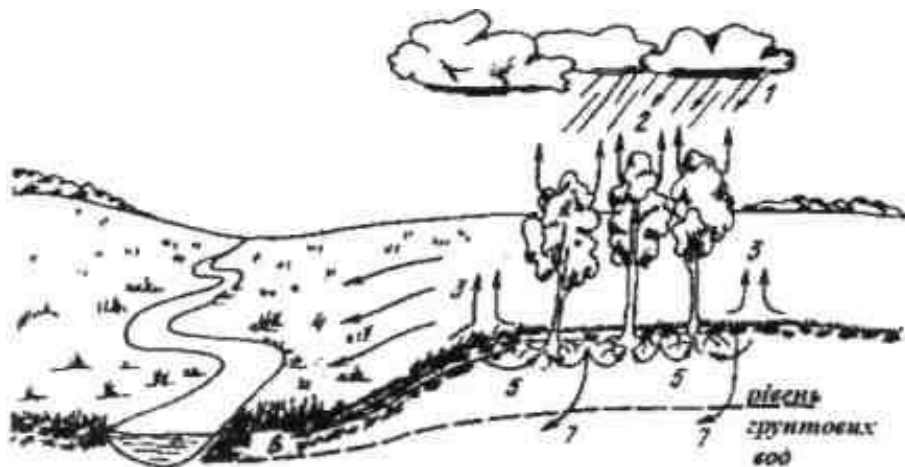


Рис. 1. Схема балансу води в ґрунті:

- 1 – опади; 2 – випаровування з поверхні рослин;
- 3 – випаровування з поверхні ґрунту; 4 – поверхневий стік;
- 5 – десукція рослинами; 6 – внутрішньоґрунтовий стік;
- 7 – ґрунтовий стік

Залежно від співвідношень цих явищ у ґрунтах складається **тип водного режиму (ТВР)**. Виникнення того чи іншого ТВР залежить від багатьох факторів: клімату, розташування ґрунту в рельєфі, водних властивостей ґрунту, рівня ґрунтових вод, наявності мерзлоти, характеру рослинності, діяльності людини.

Виділяють 14 типів водного режиму.

1. Мерзлотний водний режим властивий ґрунтам, які формуються в області багаторічної мерзлоти. Протягом більшої частини року ґрунтова вода знаходиться у твердому стані у вигляді льоду. У теплий період лід розмерзається зверху вниз і над мерзлим шаром утворюється надмерзлотна верховодка. Вода витрачається на випаровування, боковий стік, десукцію. Ґрунт постійно вологий. Протягом більшої частини вегетаційного періоду волога підтримується на рівні від найменшої до повної вологості і ніколи не буває нижчою від вологи в'янення (ВВ).

2. Водонасичений (водозастійний) режим характеризує болотні ґрунти атмосферного зволоження і деколи ґрунтового зволоження. Волога ґрунту зберігається протягом року в межах повної вологості (ПВ) і тільки в посушливі періоди знижується до найменшої вологості (НВ).

3. Періодично водонасичений (водозастійний) режим має місце у болотних ґрунтах ґрунтового зволоження. Відповідно із сезонними коливаннями рівня ґрунтових вод волога ґрунту варіює від повної до найменшої вологості, але в окремі періоди поверхневий горизонт може висувуватись і нижче від найменшої вологості.

4. Промивний режим властивий ґрунтам лісових зон тайги, вологих субтропіків і тропічних лісів, помірних широколистяних лісів, де річна сума опадів перевищує річну випаровуваність. Щорічно ґрунтова товща промочується до рівня ґрунтових вод, що забезпечує винос продуктів ґрунтоутворення за межі ґрунтової товщі (рис. 2). Ґрунти мають надлишок води.

5. Періодично промивний режим характерний для ґрунтів, які формуються при річній сумі опадів, що приблизно дорівнює річній випаровуваності. Це характерно для зони лісостепу з вилугуваними, типовими чорноземами. Наскрізь вода проникає один раз в 10-15 років. Періодично (не щорічно) весь профіль насичується водою до вологи найменшої вологості. У нижній частині профілю періодично волога падає до вологи розриву капілярів, а у верхній – до ВВ.

6. Промивний сезонно-посушливий режим характерний для територій з двома контрастними сезонами: дощового з вологістю ґрунту від ПВ до НВ і посушливого від ВРК до ВВ (тропічні вологі савани).

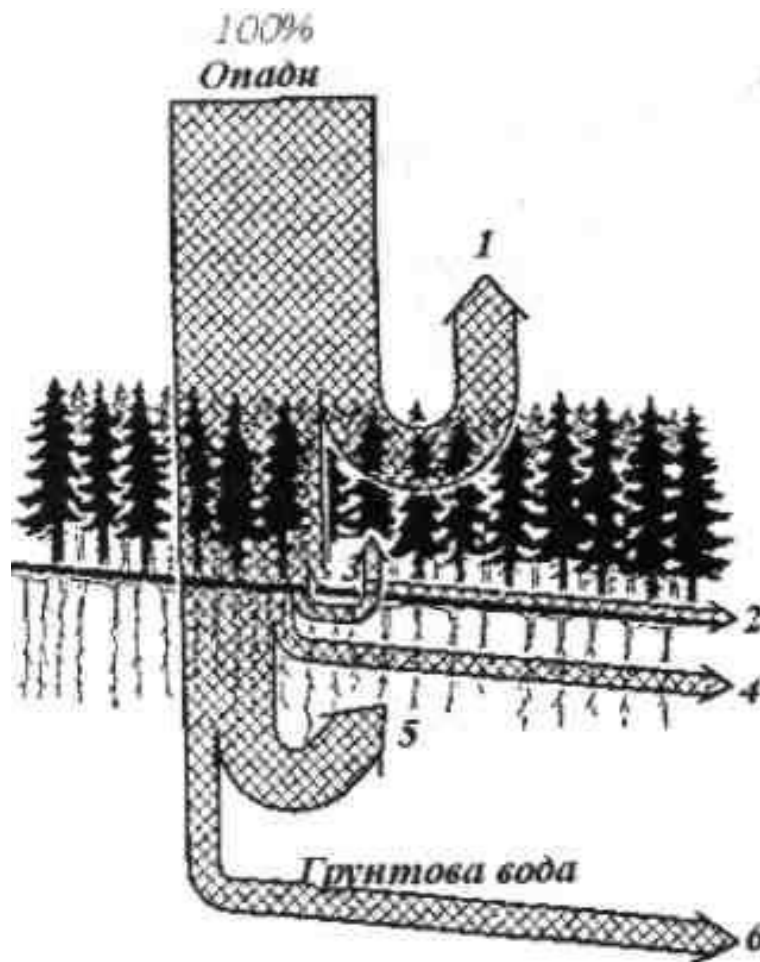


Рис. 2. Водний баланс ґрунту при промивному водному режимі:
 1 – затримується кронами (30%), 2 – поверхневий стік (5%),
 3 – фізичне випаровування (10%), 4 – ґрунтовий стік (10%),
 5 – десукція деревами (30%), 6 – підґрунтовий стік (15%)

7. Непромивний режим властивий зонам, де середня річна норма опадів менша від середньорічної випаровуваності (степ, посушлива савана). Ґрунтова товща промочується на глибину 0,5-2 м, нижче знаходиться шар із постійно низькою вологою. У верхній частині профілю відповідно з режимом опадів волога коливається в межах від ПВ до ВВ, у нижній – від вологи розриву капілярів (ВРК) до ВВ протягом року (рис. 25).

8. Аридний (посушливий) – весь профіль ґрунту сухий протягом всього року. Волога близька до ВВ або навіть нижча. Формуються напівпустельні ґрунти.

9. Випітний режим, як і непромивний або посушливий, має місце в ґрунтах аридного клімату, але в яких ґрунтові води близькі до поверхні. В них капілярна кайма періодично піднімається до поверхні, ґрунтові води випаровуються фізично і в разі наявності солей, розчинних у воді, поверхневі горизонти збагачуються ними. Формуються лугові солончаки і солончакові ґрунти (рис. 3).

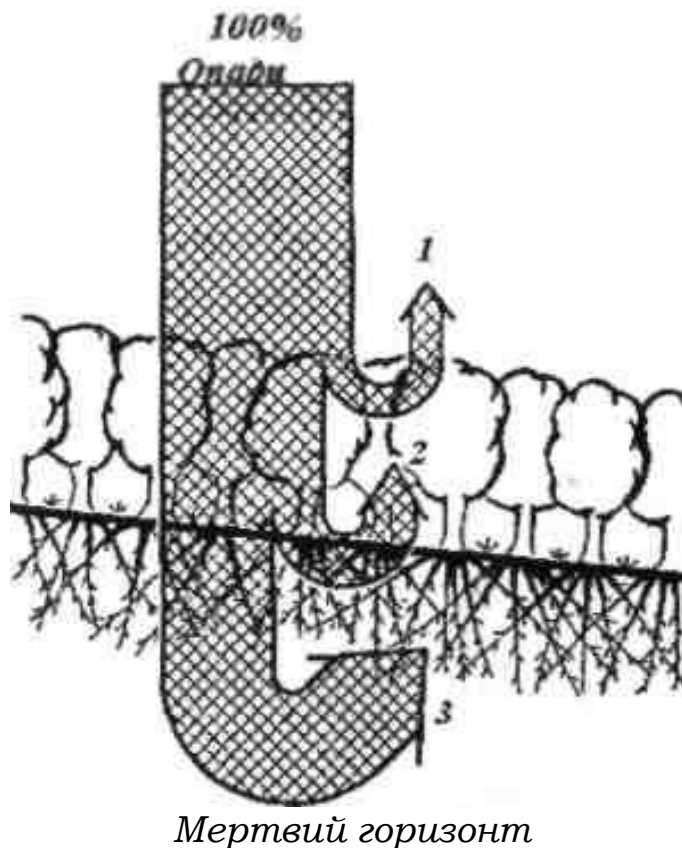


Рис. 3.

Водний баланс ґрунту при непроливному водному режимові:
 1 – затримано кронами (15%); 2 – фізичне випаровування (25%);
 3 – десукція рослинами (60%)

10. Десуктивно-випітний режим. Капілярна кайма ґрунтових вод не виходить на поверхню, і випаровується вода не фізично, а через рослини. Солі, розчинні в ґрунтових водах, відкладаються на деякій глибині профілю. Цей водний режим має місце при формуванні лугових ґрунтів, лугово-чорноземних, лугово-каштанових. Режим зволоження складається з двох періодів – весною і після сильних опадів профіль ґрунту промочується до ґрунтових вод, у посушливий – вода піднімається ввверх.

11. Затоплюваний режим характерний для ґрунтів, які періодично затоплюються водами рік, схилів, дощовими або іншими водами (заплави річок).

12. Амфібіальний режим – у постійно затоплюваних маршах і плавнях дельт річок, у морських і озерних мілководдях, або в періодично затоплюваних приливними водами манграх.

13. Іригаційний характерний для штучно зрошуваних ґрунтів.

14. Осушувальний характерний для осушених болотних і заболочених ґрунтів.

Дослідження водного режиму ґрунтів має теоретичне і практичне значення для того, щоб зрозуміти правильно генезис ґрунтів, окремих горизонтів, оцінити і прогнозувати напрямок подальшої еволюції сучасних ґрунтів, управляти водним режимом для раціонального використання у землеробстві та лісівництві. Регулювання водного режиму проводять за допомогою меліорації, агро меліоративних і агротехнічних прийомів.

6.5 Теплові властивості й тепловий режим ґрунтів

До теплових властивостей ґрунтів відносяться **теплопоглинальна здатність, теплоємність, і теплопровідність.**

Теплопоглинальна здатність – здатність ґрунтів поглинати та утримувати енергію сонця.

Характеризується величиною альbedo – кількістю сонячної радіації, відбитою поверхнею ґрунту і вираженою в% від сумарної сонячної радіації. Альbedo коливається від 8 до 30%. Залежить від кольору ґрунтів, їх структурного стану, вологості, характеру поверхні. Темні ґрунти поглинають більше енергії, ніж світлі, вологі більше, ніж сухі.

Теплоємність – здатність ґрунту поглинати тепло; кількість тепла в калоріях, необхідна для нагрівання 1г або 1 см куб ґрунту на 1°C.

Теплоємність залежить від мінералогічного і гранулометричного складу ґрунту, вмісту в ньому органічної речовини, вологості. Вологий ґрунт має більшу теплоємність, ніж сухий, а глинистий більшу, ніж піщаний.

Теплопровідність – здатність ґрунту проводити тепло.

Теплопровідність залежить від гранулометричного, хімічного складу, гумусованості, щільності, пористості, ступеня зволоження ґрунту. Мінеральна частина ґрунту ліпше проводить його, ніж органічна, вода – ліпше, ніж повітря.

Тепловий режим – сукупність і визначена послідовність явищ теплообміну в системі приземний шар повітря-рослини-ґрунт-підстилаюча порода, а також сукупність процесів теплопереносу, теплоаккумуляції та теплорозсіювання у ґрунті.

Температура ґрунту – дуже динамічна величина. Рівновага між температурою атмосфери і 0-5 см шару ґрунту встановлюється протягом декількох хвилин. Тепловий і водний режими тісно взаємопов'язані. Переходи води з однієї фази в іншу залежать від теплового режиму. **Добова динаміка температури** різко виражена у перших півметра. Вдень тепловий потік напрямлений зверху вниз; вночі – знизу наверх. Максимум температури

спостерігається на поверхні вдень, біля 13 год., мінімум – перед сходом сонця. З глибиною амплітуда коливань температури знижується і добова динаміка на глибині 50 см практично повністю затухає. На добовий режим ґрунтів суттєво впливають клімат і погодні умови місцевості, вологість ґрунтів, їх гранулометричний склад, стан поверхні, кількість органічної речовини, забарвлення, рельєф, наявність снігового покриву тощо. Наприклад, рослинний покрив, важкий грансклад зменшують добові амплітуди коливань температури.

Річний режим температури ґрунтів має велику амплітуду коливань і виражений на більшу глибину, ніж добовий. Зона активної дії сезонної динаміки обмежена 3-4 метровою товщею.

Тепер прийнята систематика теплових режимів ґрунтів В.Н.Дімо (табл. 2).

1. Мерзлотні режими типові для ґрунтів із багаторічною мерзлотою. Середньорічна температура ґрунтів від’ємна. Температура найтеплішого місяця на глибині 0,2 м не перевищує 20°C (ґрунти Євразійської полярної та Східносибірської мерзлотно-тайгової областей).

2. Тривало-сезонно-промерзаючі: до п’яти місяців переважає позитивна середньорічна температура профілю. Температура найтеплішого місяця на глибині 0,2 м – від 0 до 25°C. Глибина промерзання більше їм, але вона не зникається з вічною мерзлотою.

3. Сезонно-промерзаючі ґрунти мають позитивну середньорічну температуру. Термін промерзання не більше 2-х місяців. Підстилаючі породи немерзлі. Температура найтеплішого місяця на глибині 0,2 м – 20-30°C (чорноземи, сірі лісові, каштанові ґрунти).

4. Непромерзаючі ґрунти мають протягом року позитивні середньорічні температури профілю, включаючи температури найхолоднішого місяця (бурі лісові, субтропічні, тропічні ґрунти).

Таблиця 2.
Теплові режими ґрунтів

Класи	Групи
Промерзаючі	Мерзлотні
	Тривало-сезонно-промерзаючі
	Сезонно-промерзаючі
Непромерзаючі	Непромерзаючі охолоджувані
	Непромерзаючі теплі
	Непромерзаючі жаркі

Суттєві зміни в характері теплового режиму ґрунтів вносять їх

обробіток, а також агроеліоративні заходи (снігозатримання, гребнювання, дренаж, зрошення). Тепловий режим має значний вплив на ґрунтоутворення (визначає інтенсивність процесів у ґрунтах, життєдіяльність мікроорганізмів, продуктивність рослин).

6.6. Роль у ґрунтоутворенні материнської породи, рельєфу місцевості

Материнські породи істотно впливають на гранулометричний, хімічний і мінералогічний склад ґрунтів; фізичні, фізико-механічні властивості; водно-повітряний, тепловий і поживний режими. Вони є матеріальною основою ґрунту і передають йому свої властивості. Особливо це помітно на ранніх стадіях ґрунтоутворення. Первинний ґрунт відображає ознаки кори вивітрювання. З віком взаємозв'язки поступово зменшуються. Рівень ґрунтової родючості залежить від складу і властивостей материнських порід.

Як відомо, літосфера землі складається з магматичних, метаморфічних і осадових гірських порід.

Магматичні породи утворились із силікатних розплавів (магми). Ґрунтоутворюючими вони бувають дуже рідко. Кислі магматичні породи (граніти, гранітогнейси, піщаники) утворюють ґрунти з низькою природною родючістю. На основних андезитах, габро-базальтових породах формуються ґрунти, багаті поживними елементами і катіонами, з високою родючістю, нейтральні або слаболужні з високим вмістом гумусу.

Метаморфічні гірські породи – вторинні масивно-кристалічні породи (мармур, кварцити, сланці, гнейси тощо), утворені з магматичних чи осадових. Мають невелике значення в ґрунтоутворенні.

Осадові породи – відкладення продуктів вивітрювання масивно-кристалічних порід або залишків організмів. Розрізняються за своїм походженням. їх характер відіграє найбільшу роль у процесах ґрунтоутворення. Наприклад, **рендзини (дерново-карбонатні ґрунти)** у нечорноземній зоні – приклад того, як на карбонатних породах у цій зоні формуються родючі ґрунти. Дуже велике значення мають ґрунтоутворюючі породи в практиці зрошувально-осушувального землеробства. Засоленість материнських порід легкокорозчинними солями в цих умовах може бути причиною вторинного засолення ґрунтів, їх осолонцювання. Важкий грансклад, низька пористість, незначна водопроникність можуть призвести до оглеєння.

Рельєф місцевості дуже впливає на генезис ґрунтів, структуру ґрунтового покриву, його просторову неоднорідність. *В.В.Докучаєв* за рельєфом поділяв ґрунти на нормальні, перехідні і ано-

мальні. Перші знаходяться на вододілах, другі – ґрунти депресій і понижень, які відчують вплив ґрунтових вод; треті – не зовсім розвинуті. С.О.Захаров розробив положення про прямий і опосередкований вплив рельєфу на процеси ґрунтоутворення. **Пряме значення рельєфу** полягає у розвитку ерозійних процесів, **непряме** виявляється через перерозподіл тепла, світла і води. С.С.Неуструєв увів поняття про ґрунти автоморфні, сформовані в умовах вододілу і гідроморфні, які залягають у пониженнях і зазнають впливу ґрунтових вод.

У практиці польових досліджень ґрунтів застосовується наступна систематика впливу типів рельєфу на ґрунтоутворення та географію ґрунтів. **Макрорельєф**, тобто рельєф крупних територій, що займає площі тисячі, десятки тисяч квадратних кілометрів, формує особливості ґрунтового покриву цих територій завдяки перерозподілу атмосферної вологи, температури. На рівнинах спостерігається поступова зміна гідротермічних показників залежно від змін клімату, тому тут найбільш чітко формують широтні ґрунтові пояси (проявляється горизонтальна зональність ґрунтів); в горах змінюється розподіл гідротермічних показників, що в свою чергу змінює загальний обрис широтних зон, але натомість виникає вертикальна зональність ґрунтів. **Мезорельєф**, тобто рельєф обмежених за площею територій, з перепадом висот ± 100 м, впливає, переважно, на топографію ґрунтів у границях цих ареалів: поверхні різного похилу та експозиції формують неоднаковий гідротермічний режим, різну рослинність і різні ґрунти. **Мікро- і нанорельєф** (рельєф із перепадами висот відповідно ± 1 і $0,3$ м) впливають на формування плямистості, комплексності ґрунтового покриву.

Оцінити роль рельєфу у ґрунтоутворенні можна при врахуванні сумісної дії всіх факторів ґрунтоутворення в границях конкретної місцевості. Наприклад, у гумідних і субгумідних регіонах при переважанні зволоження над випаровуваністю, в пониженнях ділянках рельєфу формуються болотні, лучно-болотні, дерново-глейові, болотно-підзолисті ґрунти.

Вік ґрунтоутворення. Сучасні ґрунти – це продукт довгої складної геологічної історії земної поверхні. Ґрунтоутворення почалось одночасно з виникненням життя на землі, носить характер безкінечного розвитку, але часткові явища, що складають ґрунтоутворення, обмежені в часі. Ось чому для кожного ґрунту необхідно знати його генезис з самого початку утворення. Сучасні ґрунти мають **абсолютний вік** (час від початку формування конкретного ґрунту до сьогодення) від нуля до мільйонів років. Нульовий вік має поверхня суші, звільнена від води, яка її покривала (Прикаспій, Приуралля, штучні

осушені землі в дельтах річок Дунаю, Кубані; у Голландії польдери; рекультивовані землі); вік ґрунтового покриву рівнин Північної півкулі відповідає кінцю останнього материкового обледеніння, біля 10 тис. років. Вік чорноземів Російської рівнини – 8-10 тис. років, підзолів Скандинавії – 5-6 тис. років, ерозійних рівнин Африки, денудаційних рівнин Австралії, плато Південно-Східної Азії, Південної Америки – мільйони років, тому що вони не піддавались зледенінню.

Для визначення абсолютного віку ґрунту використовують метод, оснований на визначенні співвідношення ізотопів $C^{12}:C^{14}$ у ґрунтовому гумусі, хоча вік ґрунту і вік гумусу – різні поняття. Гумус постійно розкладається і утворюється. Можна визначити вік ґрунтових карбонатів. В.А.Ковда розрахував вік лучно-чорноземного ґрунту (8,5 тис. років) по швидкості накопичення $CaCO_3$ у ґрунті з ґрунтових вод, які випаровуються.

Відносний вік характеризує ступінь розвитку ґрунтового профілю, швидкість ґрунтоутворення. Залежить від багатьох факторів, наприклад, від породи: на пухких породах ґрунтоутворення йде швидше, на щільних – повільніше. Критерієм відносного віку ґрунту можуть служити такі категорії: більш потужний, більш гумусований, більш вивітрений, більш диференційований, більш стабільно зрілий.

Виробнича діяльність людини – специфічний, дуже потужний фактор дії на ґрунт. В умовах інтенсифікації сільськогосподарського виробництва людина за допомогою машин, добрив, меліорацій, пестицидів, промислових відходів діє на ґрунт, призводить до зміни природних екосистем. Інтенсивний обробіток, систематичне внесення добрив призводять до змін профілю ґрунту. У багатьох випадках ґрунт окультурюється: підвищується вміст гумусу, поліпшуються водний, повітряний і поживний режими.

Перетворення природних ґрунтів у культурні, властивості, режими яких відповідають потребам культурних рослин, називають процесом **окультурювання ґрунту**. Великі площі відлучаються із сільськогосподарського використання: будівництво, відкритий спосіб добування корисних копалин і таке інше. Детальніше про негативне втручання людини в природне функціонування едафотопів у розділі «Охорона ґрунтів».

Контрольні питання

1. Поняття про фактори та умови ґрунтоутворення.
2. Що таке рослинна формація, якими показниками характеризується рослинність як фактор ґрунтоутворення?

3. Дайте порівняльну характеристику впливу різних груп рослинних формацій на процес ґрунтоутворення.
4. Обґрунтуйте роль водоростей та лишайників у формуванні «рухлякової» породи.
5. Які головні функції здійснюють мікроорганізми при ґрунтоутворенні та формуванні ґрунтової родючості?
6. Перерахуйте головні групи тварин, які беруть участь у ґрунтоутворенні і охарактеризуйте їх роль в цьому процесі.
7. Оцініть вплив клімату на ґрунтоутворення.
8. Порівняйте різні типи водного режиму ґрунтів.
9. Назвіть групування та дайте характеристику клімату за температурними умовами, зволоженням.
10. Дайте характеристику тепловим властивостям і тепловим режимам ґрунтів.
11. Яка роль у ґрунтоутворенні материнських порід і рельєфу?
12. Оцініть вплив віку й господарської діяльності людини на ґрунтоутворення.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.
3. Польчина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.

Додаткова

4. Ковда В.А. Основы учения о почве. – Кн.1 и 2. – М: Наука, 1973.
5. Крупенников И.А. История почвоведения. – М.: Наука, 1981.
6. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
7. Глазовская М.А. Почвы мира. – Т.1 и 2. – М.: МГУ, 1972 – 1973.
8. Ніколайчук В.І., Білик П.П. Ґрунтознавство. Частина 1. Утворення, склад, загальні властивості ґрунтів. Ужгород, Патент, 2000.- 238с.
9. Соколовский А.Н. Сельскохозяйственное почвоведение. – М.: Сельхозгиз, 1956.
10. Тлумачний словник з агроґрунтознавства / За ред. МЛ.Лактіонова, Т.М.Лактіонової. – Харків, 1998.
11. Чорний І.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К.: Вища шк., 1995.

ЛЕКЦІЯ 7.

Морфологія ґрунту. Фазовий склад ґрунту. Морфологічна будова ґрунту. Основні морфологічні ознаки генетичних горизонтів. Забарвлення ґрунту. Структура ґрунту. Гранулометричний склад ґрунту. Складення ґрунту. Новоутворення і включення. Ґрунтовий профіль, ґрунтові горизонти та їх індексація. Переходи між горизонтами в профілі

7.1. Фазовий склад ґрунту

Як ми вже зазначали, ґрунт – багатофазне полідисперсне природне тіло. Але що ж таке фаза? Дисперсна природа ґрунтів зумовлює наявність між «каркасними» частинками пустот або пор, що заповненні водою чи повітрям, чи одночасно тим і іншим. У ґрунтознавстві ці компоненти прийнято називати фазами.

Система, що складається з однієї речовини, може бути одночасно і фазою, якщо її фізичні властивості повсюди будуть однорідними (водне тіло, що повністю замерзло). Така система – **гомогенна** (однорідна). Але система, що складається з однієї хімічної речовини, може бути і **гетерогенною** (неоднорідною), якщо її фізичні властивості в різних частинах будуть різними (суміш води та льоду: хімічно – однорідна, але фізично – гетерогенна). Однофазною може бути і система, що складається з декількох речовин (розчини солей у воді: фізично – гомогенна, але хімічно – неоднорідна). Тому можна стверджувати, що ґрунтова вода з розчиненими у ній речовинами є рідкою фазою. Ґрунтове повітря буде називатись газовою фазою. Тверді частинки об'єднуються за своїми подібними властивостями щодо густини та твердості у тверду фазу.

Тверда фаза ґрунту – це його основа (матриця), яка формується в процесі ґрунтоутворення з материнської гірської породи, у значній мірі зберігає її склад та властивості. Це полідисперсна й полі-компонентна система, що утворює твердий каркас ґрунту. Вона складається з первинних і вторинних мінералів, органічних залишків, частково розкладених і перетворених у гумус. Показниками, які характеризують тверду фазу, а як наслідок, і ґрунт, є гранулометричний (механічний), хімічний і мінералогічний склад, складення, структура й пористість.

Рідка фаза ґрунту (ґрунтовий розчин) – це вода в ґрунті з розчиненими мінеральними й органічними сполуками. Це динамічна фаза, яка має дуже важливе значення для ґрунтоутворення. Під її впливом відбуваються майже всі елементарні ґрунтові

процеси. **Г.М.Висоцький** назвав ґрунтовий розчин «кров'ю землі». Вона заповнює весь поровий простір. Уміст і властивості ґрунтового розчину залежать від водно-фізичних властивостей ґрунту та його стану в даний момент згідно з умовами ґрунтового та атмосферного зволоження при даній погоді. Рідка фаза є основним фактором диференціації ґрунтового профілю, оскільки саме з вертикальними та горизонтальними водними потоками відбувається пересування по ґрунтовій товщі продуктів локального педогенезу (у вигляді суспензій та істинних чи колоїдних розчинів).

Газова фаза ґрунту – це ґрунтове повітря, яке заповнює вільні від води пори. У зв'язку з біологічними процесами склад ґрунтового повітря відрізняється від атмосферного. Рідка й газова фази ґрунту є антагоністами, тому перебувають у динамічній рівновазі. Чим вологіший ґрунт, тим він менш аерований, і навпаки.

Жива фаза ґрунту – це сукупність організмів, які населяють ґрунт і беруть безпосередню участь у ґрунтоутворенні. До складу ґрунтової біоти входять бактерії, актиноміцети, гриби, водорості, тварини геобіонти (найпростіші, комахи, черви та інші представники фауни, що постійно живуть у ґрунті), а також кореневі системи живих рослин. Проте об'єднання всіх цих організмів у «живу» фазу умовне, оскільки всі ці організми теж складаються з твердої, рідкої та газової фази.

Завдяки тісному взаємозв'язку між фазами ґрунту функціонує як єдина система. Співвідношення між об'ємами та масами твердої, рідкої та газоподібної фаз визначає умови прояву ґрунтової родючості, залежить від ґрунтових і кліматичних умов, а також від характеру рослинного покриву. Досить впливовий і антропогенний фактор. Ідеальні екологічні умови створюються, коли об'єм твердої фази ґрунту складає 50%, а рідкої й газової – по 25% відповідно.

7.2. Морфологічна будова ґрунту

Ґрунт являє собою ієрархічно побудовану природну систему, яка складається з морфологічних елементів різного рівня. Це природні тіла всередині ґрунту, які мають чіткі або дифузні границі, а також свої специфічні форму та властивості.

Морфологічними елементами ґрунту є генетичні горизонти, структурні агрегати, новоутворення, включення і пори. Різняться вони між собою за формою і зовнішніми властивостями – **морфологічними ознаками**. Як ми здатні відрізнити своїх друзів з натовпу за певними морфологічними

ознаками, так і ґрунти різняться між собою за зовнішнім виглядом, що дає унікальну можливість діагностувати напрямок ґрунтоутворення на рівні типу чи підтипу та класифікувати ґрунти без проведення лабораторних досліджень.

Морфологічними ознаками ґрунтів є форма елементів, характер їх меж, забарвлення, гранулометричний склад, взаємне розташування й співвідношення в просторі твердих часток і зв'язаних із ними пор, характер поверхні, щільність, твердість, деякі фізичні властивості (липкість, пластичність) тощо. Головною рисою, що їх об'єднує, є легкість у візуальному визначенні.

Розділ ґрунтознавства, який вивчає морфологічні ознаки ґрунту, називається **морфологією ґрунтів**. Морфологія ґрунтів – це сконцентроване відображення генезису, історії розвитку ґрунту. Оскільки ґрунт постійно знаходиться в процесі розвитку, в ньому постійно проходять зміни, в тому числі й у морфологічних ознаках. Зауважимо, що морфологічні ознаки **консервативні** і повільно змінюються в часі.

Морфологічна організація ґрунту як природного тіла складається з п'яти рівнів.

I рівень – **ґрунтовий профіль**, тобто вертикальна послідовність горизонтів.

II рівень – **ґрунтові горизонти** – шари, на які диференціюється вихідна материнська гірська порода (ґрунтоутворююча порода) у процесі педогенезу.

ґрунтовий горизонт також не є однорідним. Він складається з морфологічних елементів III рівня – **морфонів**. Це внутрішньогоризонтні морфологічні елементи, відокремлені тріщинами або натічними потоками верхнього матеріалу, який складається зі структурних відокремлень. Крім того, у ролі морфонів виступають включення й новоутворення. Однорідний ґрунтовий горизонт може являти собою єдиний морфон, який не поділяється на структурні відокремлення. Наприклад, суцільний глейовий горизонт (G1) не поділяється на морфони, оскільки він виступає фактично одним морфоном. Отже, виділення морфонів у межах генетичного горизонту можливе не в усіх ґрунтах і не в усіх горизонтах.

На IV рівні морфологічної організації виділяються **ґрунтові агрегати** (педи, структурні відокремлення), на які ґрунт розпадається в межах генетичних горизонтів або їх морфонів. ґрунтові агрегати можуть бути різних порядків (наприклад, брили, які складаються з крупних призм, що поділяються на горіхуваті відокремлення), проте всі вони складають один морфологічний рівень.

Будова педів теж дуже складна. Вони сформовані з мікроагрегатів (мінеральних, органічних та органо-мінеральних), первинних «механічних елементів», включаючи мінеральні зерна, мікроконкреції, та з інших мікроскопічних новоутворень.

У рівень морфологічної організації ґрунтів – їх **мікробудова**, яку можна виявити та дослідити лише за допомогою мікроскопа на надтонких зрізах, шліфах. Його вивченням займається мікроморфологія ґрунтів. Основна особливість мікроморфології в тому, що дослідник у роботі завжди має справу з ґрунтом у непорушеному стані, тобто едафотоп розглядається як єдине ціле, в якому в деталях проглядаються всі складові в їх характерних формах і взаємному розташуванні. У мікроморфологічній будові немає нічого випадкового, тому мікроморфолог має змогу діагностувати початкові стадії будь-яких процесів, прояв яких на макроморфологічному рівні ще не спостерігається. За мікроморфологією майбутнє у питаннях діагностики ґрунтоутворення.

Розглядаючи ґрунт як природне тіло, необхідно розмежовувати такі поняття:

Будова ґрунту – специфічне для кожного ґрунтового типу сполучення генетичних горизонтів, яке складає ґрунтовий профіль.

Складення ґрунту – фізичний стан ґрунтового матеріалу, який обумовлює взаємне розміщення та співвідношення в просторі твердих частинок.

Структурність ґрунту – здатність його розпадатись в природному стані при механічній дії на агрегати визначеного розміру й форми.

Структура ґрунту – взаємне розміщення в ґрунтовому тілі структурних відокремлень (агрегатів) визначеної форми та розмірів.

Склад ґрунту – співвідношення (масове або об'ємне) компонентів ґрунтового матеріалу, яке виражається у відсотках від його загальної маси чи об'єму. Розрізняють фазовий, агрегатний, мікроагрегатний, гранулометричний, мінералогічний та хімічний склад ґрунту.

7.3. Основні морфологічні ознаки генетичних горизонтів

7.3.1 .Забарвлення ґрунту

Забарвлення ґрунту – це найбільш доступна і, перш за все, помітна морфологічна ознака, суттєвий показник належності ґрунту до того чи іншого типу, що визначається кольором тих речовин, з яких він складається, а також гранулометричним

складом, фізичним станом і ступенем зволоження.

Багато ґрунтів одержали назву відповідно до свого забарвлення – підзол, чорнозем, бурозем, сірозем, червонозем, каштановий, коричневий тощо. Ці назви відомі науковцям усього світу. Вони увійшли у термінологічний апарат світового ґрунтознавства і ми особливо горді з того, що дослідники всіх країн постійно вживають наші, **слов'янські** терміни. Не кожен український науковець з інших галузей науки похвалиться подібним.

Забарвлення ґрунту та його окремих горизонтів може дати багато для розуміння суті процесів, що проходять у ґрунті, його генезису (походження), оскільки воно відображає хімічний склад твердої фази. Ця морфологічна ознака має велике агрономічне значення. Практики-землероби знають, що родючість ґрунту залежить від багатства його на гумус, а значить – від наявності та інтенсивності чорного або темно-сірого кольору.

За С.О.Захаровим, найбільш важливими для забарвлення ґрунту є такі три групи сполук: 1) гумус; 2) сполуки заліза; 3) кремнієва кислота, CaCO_3 та каолін.

Гумусові речовини в більшості випадків зумовлюють чорне, темно-сіре, сіре забарвлення ґрунту. Часом чорне забарвлення може бути зумовлене й іншими причинами: невеликими плямами (пунктуаціями) оксидів і гідроксидів марганцю (підзолисті ґрунти), сірчистого заліза (болотні ґрунти), материнської породи (юрські глини, вуглисті сланці).

Окисне залізо надає ґрунтові червоного, брудно-помаранчевого та жовтого кольору. Зі сполук Fe^{3+} найбільшу роль у забарвленні відіграють його безводні та водні оксиди.

Сполуки закисного заліза надають ґрунтові сизуватих, зеленуватих, голубуватих тонів (вівіаніт $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ в болотних ґрунтах). Кремнезем (SiO_2), вуглекислий кальцій (CaCO_3), каолініт ($\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) зумовлюють білий та білястий колір. У деяких випадках помітну роль у білястих відтінках відіграють гіпс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), легкорозчинні солі (NaCl , Na_2SO_4 та інші).

Різне співвідношення вказаних груп речовин визначає велику різноманітність ґрунтових кольорів, відтінків, зведених С.О.Захаровим в одну схему (рис. 1).

На забарвлення впливає структурний стан ґрунту. Агрегати, що знаходяться в грудкуватому, зернистому або глинистому стані, здаються темнішими, ніж безструктурні. Великий вплив на забарвлення має вологість ґрунту, вологі ґрунти здаються темнішими.

Забарвлення ґрунтів важко охарактеризувати одним кольором, тому треба вказувати ступінь та інтенсивність кольору (на-

приклад, світло-бурий, темно-бурий), відмічати відтінки (білястий з жовтуватим відтінком), називати проміжні тони (коричнево-сірий, сіро-бурий). У ґрунтознавстві прийнято домінуючу ознаку вказувати останньою. При неоднорідному забарвленні горизонтів їх характеризують як пістряві або плямисті. При цьому визначають основний тон забарвлення й колір плям.

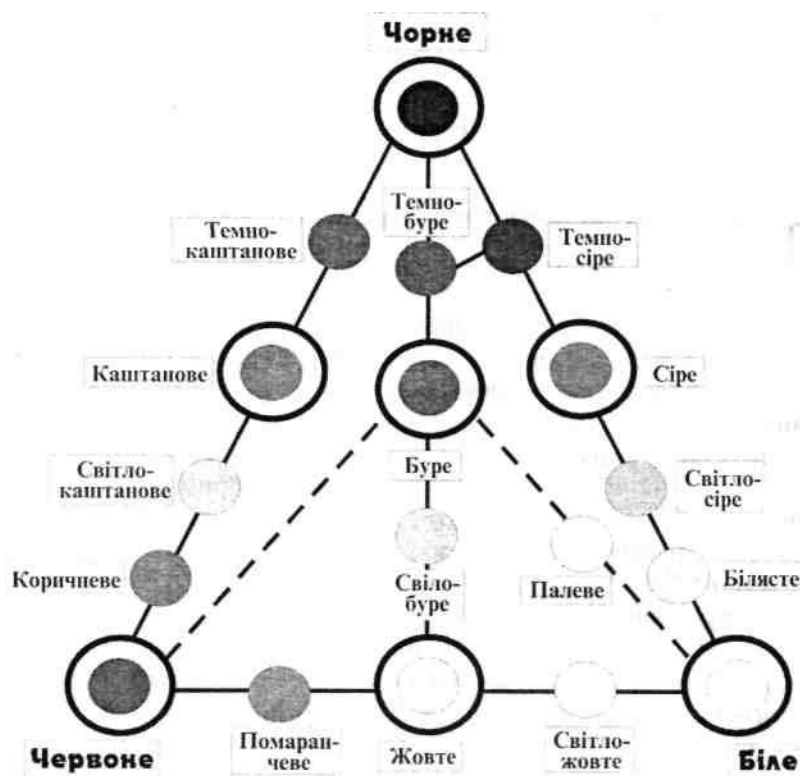


Рис. 1. Типи забарвлення ґрунтів (трикутник Захарова)

7.3.2. Структура ґрунту

Структура – це відмінності (агрегати), на які може розпадатися ґрунт.

Агрегати складаються зі з'єднаних між собою механічних елементів. Форми, розміри і якісний склад структурних відмінностей у різних ґрунтах і горизонтах неоднаковий. Розрізняють, за С.О.Захаровим, три основні типи структури, кожен з яких ділиться на дрібніші одиниці (табл. 1, рис. 2). Ґрунт може бути структурним і безструктурним. При структурному стані маса ґрунту розділена на відмінності тієї чи іншої форми та величини. При безструктурному стані окремі механічні елементи, що складають ґрунт, не з'єднані між собою, а існують окремо або залягають суцільною зцементованою масою.

Структурні відмінності в горизонті не бувають одного розміру і форми. Частіше структура буває змішаною, при описі

зазначають це двома або трьома словами в послідовності зростання кількості відповідних агрегатів: грудкувато-зерниста, грудкувато-пластинчато-пилувата і т. ін.

Таблиця 1.
Класифікація структурних агрегатів (за С.О.Захаровим)

РІД		вид	РОЗМІР, мм
назва	ознаки		
1 тип. КУБОПОДІБНА – рівномірний розвиток агрегатів по трьох осях			
1. Брилиста	Неправильна форма і нерівна поверхня	1. Крупнобрилиста	>100
		2. Дрібнобрилиста	100-10
2. Грудкувата	Неправильна округла форма, нерівні округлі і жорсткі поверхні розлому, грані не виражені	3. Крупногрудкувата	100-30
		4. Грудкувата	30-10
		5. Дрібногрудкувата	10-2,5
3. Горіхувата	Майже правильна форма, грані добре виражені, поверхня рівна, ребра гострі	6. Пилувата	<2,5
		7. Крупногоріхувата	>10
		8. Горіхувата	10-7
4. Зерниста	Майже правильна форма, інколи – округла з вираженими гранями або жорсткими і матовими, або гладкими й блискучими	9. Дрібногоріхувата	7-5
		10. Крупнозерниста	5-3
		11. Зерниста	3-1
		12. Дрібнозерниста (порохувата)	1-0,5
II тип. ПРИЗМОПОДІБНА – розвиток агрегатів переважно по вертикальній осі			
5. Стовпоподібна	Відмінності слабо оформлені, з нерівними гранями і заокругленими ребрами	13. Крупностовпоподібна	>50
		14. Стовпоподібна	50-30
		15. Дрібностовпоподібна	<30
6. Стовпчаста	Правильної форми з добре вираженими вертикальними гранями, округлою верхньою основою і плоскою нижньою	16. Крупностовпчаста	50-30
		17. Дрібностовпчаста	<30
7. Призматична	Грані добре виражені з рівною глянцевою поверхнею	18. Крупнопризматична	50-30
		19. Призматична	30-10
		20. Дрібнопризматична	10-5
		21. Тонкопризматична	<5
		22. Олівцева (при довжині > 50 мм)	<10
III тип. ПЛИТОПОДІБНА – розвиток агрегатів переважно по горизонтальній осі			
8. Плитчаста	Досить розвинуті «поверхні спайності» по горизонталі	23. Сланцювата	>5
		24. Плитчаста	5-3
		25. Пластинчата	3-1
		26. Листова	<1

9. Лускувата	Порівняно невеликі горизонтальні «площини спайності» й часто гострі грані	27. Шкаралупувата	>3
		28. Груболускувата	3-1
		29. Дрібнолускувата	<1

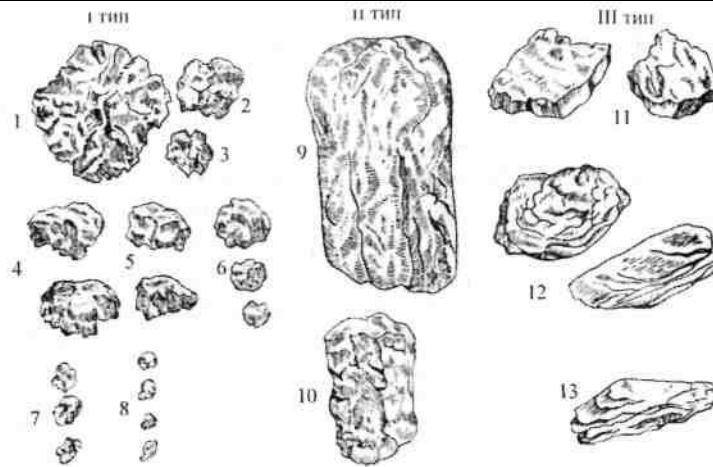


Рис. 2. Найголовніші види структури ґрунту
(за С.О.Захаровим):

I тип: 1 – крупногрудкувата; 2 – грудкувата; 3 – дрібногрудкувата; 4 – крупногоріхувата; 5 – горіхувата; 6 – дрібногоріхувата; 7 – крупнозерниста; 8 – зерниста; **II тип:** 9 – стовпчаста; 10 – призматична; **III тип:** 11 – сланцювата; 12 – пластинчата; 13 – листова

Для різних генетичних горизонтів ґрунтів характерні певні форми структури: грудкувата, зерниста – для дернових, гумусових горизонтів, пластинчато-лускувата – для елювіальних, горіхувата – для ілювіальних у сірих лісових ґрунтів тощо.

При оцінці ґрунтової структури потрібно відрізнити морфологічне поняття структури від агрономічного. В агрономічному розумінні оптимальною є тільки грудкувато-зерниста структура розміром від 0,25 до 10 мм.

7.3.3. Гранулометричний склад ґрунту

Первинні ґрунтові часточки, представлені мінеральними зернами, органічними та органо-мінеральними гранулами, що вільно суспендуються у воді після руйнування клейких матеріалів, називаються механічними (гранулометричними) елементами або елементарними ґрунтовими частинками (ЕГЧ).

Гранулометричний склад переважної більшості ґрунтів приблизно на 90% представлений ЕГЧ мінеральної природи. ЕГЧ можуть мати будь-яку геометричну форму: шар, куб, призма тощо. Умовно форму їх приймають за кулеподібну, враховуючи так званий **ефективний діаметр**. Механічні частинки

приблизно однакового діаметра об'єднують у фракції, оскільки вони володіють подібними властивостями. У ґрунтознавстві відомо кілька класифікацій механічних елементів, проте загально визнаною є класифікація Н.А. Качинського, яку широко використовують у навчальній і науковій літературі (табл. 2).

Таблиця 2.
Класифікація елементарних ґрунтових частинок
(за Н.А.Качинським)

Назва фракції механічних елементів	Розмір механічних елементів, мм
Каміння	>3
Гравій	3-1
Пісок крупний	1-0.5
Пісок середній	0.5-0.25
Пісок дрібний	0.25-0.05
Пил крупний	0.05-0.01
Пил середній	0.01-0.005
Пил дрібний	0.005-0.001
Мул грубий	0.001-0.0005
Мул тонкий	0.0005-0.0001
Колоїди	<0.0001

Крім того, М.М.Сибірцев усі механічні елементи ґрунту поділив на дві групи фракцій: **фізичний пісок** (>0,01 мм) і **фізичну глину** (<0,01 мм), відокремивши в складі ЕГЧ скелет (часточки крупніші 1 мм) і дрібнозем (менші 1 мм).

Кожна фракція володіє певними характерними властивостями, по-різному впливає на властивості ґрунтів, що пояснюється неоднаковим мінералогічним і хімічним складом, фізичними та фізико-хімічними її властивостями.

Фракція **каміння** представлена переважно уламками гірських порід. Каменястість – явище незадовільне, оскільки наявність у ґрунті значної кількості включень літогенного походження призводить до збільшення енергетичних затрат ґрунтової біоти на їх огинання при рості чи русі, а також до ускладнення його обробітку та прискорення зносу сільськогосподарських знарядь. За ступенем каменястості ґрунти поділяють на некаменисті – вміст каміння не перевищує 0,5%, слабокаменисті – 0,5-5%, середньокаменисті – 5-10%, сильнокаменисті – понад 10%. За типом каменястості ґрунти можуть бути валунні, галечникові та щебенюваті.

Гравій – складається з уламків первинних мінералів. Високий вміст гравію в ґрунтах не впливає на обробіток, але створює

несприятливі властивості, такі як низька вологоємність, провальна водопроникність і відсутність водопідйомної здатності.

Піщана фракція – складається з уламків первинних мінералів, перш за все кварцу та польових шпатів. Ця фракція володіє високою водопроникністю, не набухає, не пластична, а також володіє деякою вологоємністю та капілярністю. На ґрунтах із великим умістом цієї фракції та при інших сприятливих умовах добре розвивається фітоценоз з підвищеною вимогливістю до повітряного та теплового режиму, зокрема непогані врожаї дає картопля.

Крупнопилувата фракція мало чим відрізняється від піску, тому її властивості дуже схожі. Проте **середньопилувата** фракція збагачена слюдами, що значно підвищує пластичність і зв'язність. Середній пил дисперсніший, ліпше утримує вологу, але володіє слабкою водопроникністю, нездатний до коагуляції та не бере участі у структуроутворенні і фізико-хімічних ґрунтових процесах. Як наслідок, ґрунти, збагачені цими фракціями, будуть володіти відповідними властивостями. **Пил дрібний** – досить високодисперсна фракція, що складається з первинних і вторинних мінералів. Здатна до коагуляції, бере участь у структуроутворенні, володіє поглинальною здатністю, містить значну кількість гумусових речовин. Велика кількість неагрегованого дрібного пилу в ґрунтах спричиняє такі негативні властивості, як низька водопроникність, значна кількість недоступної вологи, висока здатність до набухання й усадки, липкість, тріщинуватість, висока щільність складення.

Мул складається переважно з високодисперсних вторинних мінералів. З первинних подекуди зустрічаються кварц, ортоклаз, мусковіт. Мулиста фракція займає провідне місце у формуванні фізико-хімічних властивостей ґрунтів. Мул містить значну кількість гумусу та елементів живлення для рослин. Ця фракція відіграє провідну роль у структуроутворенні. Володіє високою ємністю поглинання та коагуляційною здатністю. Проте надвисокий уміст мулу в ґрунтах є причиною погіршення їх фізичних властивостей.

Колоїдна частина – найважливіша з точки зору формування обмінних властивостей та структури ґрунту.

Кількісне визначення механічних елементів називають **гранулометричним аналізом**. Під **гранулометричним (механічним) складом** ґрунтів і ґрунтоутворюючих порід розуміють відносний уміст фракцій механічних елементів. В основу класифікації ґрунтів за механічним складом покладено співвідношення фізичного піску і фізичної глини. Найдосконалішою в наш час є класифікація М А Качинського

(табл. 3).

Таблиця 3.
Класифікація ґрунтів і порід за гранулометричним складом
(за Н.А.Качинським)

НАЗВА ҐРУНТУ ЗА ГРАНСКЛАДОМ	ВМІСТ ФІЗИЧНОЇ ГЛИНИ (частинок, менших 0.01 мм)		
	ҐРУНТИ		
	підзолистого типу ґрунтоутворення (не насичені основами)	степового типу ґрунтоутворення, чорноземи, жовтоземи, дернові, пустельні	солонці й сильно-солонцюваті
Пісок пухкий	0-5	0-5	0-5
Пісок зв'язний	5-10	5-10	5-10
Супісок	10-20	10-20	10-15
Суглинок легкий	20-30	20-30	15-20
Суглинок середній	30-40	30-45	20-30
Суглинок важкий	40-50	45-60	30-40
Глина легка	50-65	60-75	40-50
Глина середня	65-80	75-85	50-65
Глина важка	80-100	85-100	65-100

Згідно з даною класифікацією, ґрунт має основну назву за вмістом фізичного піску і фізичної глини і додаткову за вмістом фракції, що переважає: гравійної (3-1 мм), піщаної (1-0,05 мм), крупнопилуватої (0,05-0,01 мм), пилуватої (0,01-0,001 мм) і мулистої (0,001 мм). Наприклад, дерново-середньопідзолистий ґрунт на морені містить фізичної глини 24,0%, піску 42,6%, крупного пилу 33,4%, середнього пилу 6,57% і дрібного -9,6%. Основною назвою гранулометричного складу даного ґрунту буде легкосуглинковий, додатковою – крупнопилувато-піщаний.

Класифікація складена з врахуванням генетичної природи ґрунтів та здатності їх глинистої фракції до агрегування, що залежить від умісту гумусу, складу обмінних катіонів, мінералогічного складу. Чим вища ця властивість, тим слабше проявляються глинисті властивості при рівному вмісті фізичної глини. Тому степові ґрунти, червоноземи та жовтоземи, як більш структурні, переходять у категорію більш важких при вищому вмісті фізичної глини, ніж солонці та ґрунти підзолистого типу.

Кожний тип ґрунту характеризується своїм специфічним профільним розподілом фракцій, особливо тонкодисперсних. Наприклад, у підзолистих, дерново-підзолистих ґрунтів, солонців – елювіально-ілювіальний тип розподілу; у чорноземів, дернових ґрунтів – рівномірно-акумулятивний тощо.

Гранулометричний склад ґрунту має важливе значення в педогенезі, у формуванні родючості ґрунту. Від нього залежать

водні, теплові, повітряні, загальні фізичні й фізико-механічні властивості ґрунту. Механічний склад ґрунту зумовлює окисно-відновні умови, величину ємності вбирання, перерозподіл у ґрунті зольних елементів, накопичення гумусу тощо. Інтенсивність багатьох ґрунтоутворних процесів залежить від гранскладу: на піщаних породах вона незначна, на суглинкових – досить висока. Від гранскладу залежать умови укорінення фітоценозу та чисельність ріючої фауни, а також спосіб обробітку ґрунту, строки польових робіт, норми добрив, розміщення сільськогосподарських культур. Наприклад, легкі (піщані та супіщані) ґрунти легко піддаються обробітку, швидко прогріваються, мають добру водопроникність та повітряний режим. Але володіють низькою вологоємністю, бідні на гумус і елементи живлення, мають незначну поглинальну здатність, піддаються вітровій ерозії. Важкі (важкосуглинкові й глинисті) ґрунти володіють високою зв'язністю й вологоємністю, краще забезпечені поживними речовинами та гумусом. Безструктурні важкі ґрунти мають несприятливі фізичні й фізико-хімічні властивості: слабку водопроникність, здатність запливати й утворювати кірку, високу щільність і т.п. Найкращими з цієї точки зору є суглинкові ґрунти.

У польових умовах гранулометричний склад визначають приблизно за зовнішніми ознаками і на дотик (органолептичний метод). Для точного визначення гранскладу застосовують лабораторні методи (наприклад, метод Качинського).

Мокрий органолептичний метод. Зразок розтертого ґрунту зволожують і перемішують до тістоподібного стану. З підготовленого ґрунту на долоні роблять кульку і пробують зробити з неї шнур товщиною близько 3 мм, а потім звернути кільце діаметром 2-3 см. Залежно від гранулометричного складу результати будуть різні:

- пісок – не утворює ні кульки, ні шнура;
- супісок – утворює кульку, розкачати шнур не вдається, утворюються тільки зачатки шнура;
- легкий суглинок – розкачується в шнур, але дуже нестійкий, легко розпадається на частини при розкачуванні або знятті з долоні;
- середній суглинок – утворює суцільний шнур, який можна звернути в кільце з тріщинами й переломами;
- важкий суглинок – легко розкачується в шнур, утворює кільце з тріщинами;
- глина – утворює довгий тонкий шнур, котрий потім легко утворює кільце без тріщин.

7.3.4. Складення ґрунту

Складення – це зовнішнє вираження щільності та пористості ґрунту. Воно залежить від гранулометричного складу, структури, а також діяльності ґрунтової фауни, розвитку кореневих систем рослин і т. ін.

За **ступенем щільності** ґрунти поділяються на **злиті** (дуже щільні), **щільні**, **пухкі** та **розсипчасті**. Злитий стан характеризується дуже щільним приляганням часток, які утворюють здебільшого зцементовану масу; ніж у неї входить важко, його можна тільки увігнати. Характерний для ілювіальних горизонтів солонців і зцементованих озалізнених горизонтів підзолистих ґрунтів. Щільний стан (консистенція) потребує значних зусиль для вдавлення ножа в ґрунт. Вона типова для ілювіальних горизонтів суглинкових і глинистих ґрунтів. Пухка консистенція спостерігається в добре оструктурених гумусових горизонтах, а також в орних, якщо ґрунт обробляли в стиглому стані. Розсипчаста консистенція характерна для орних горизонтів, піщаних і супіщаних ґрунтів, у яких частинки ґрунту не зв'язані між собою.

Пористість (шпаруватість) характеризується формою та величиною пор усередині структурних відмін та між ними. За розташуванням пор усередині структурних відмін розрізняють такий стан ґрунту:

- 1) **тонкопористий** – ґрунт пронизаний порами діаметром менше 1 мм;
- 2) **пористий** – ґрунт містить пори діаметром 1-3 мм;
- 3) **губчастий** – зустрічаються пустоти розміром від 3 до 4 мм;
- 4) **ніздрюватий** – є пустоти діаметром 5-10 мм;
- 5) **комірчастий** – пустоти перевищують 10 мм;
- 6) **трубчастий** – пустоти у вигляді каналів, проритих землерійками.

Залежно від геометрії порового простору одні й ті ж типи ґрунтів можуть мати дещо неоднакові водно-повітряні властивості. Це пов'язано з тим, що в більш крупних за розміром порах зосереджується повітря, а в дрібних, які ще називаються капілярами – вода. Оптимальні умови складаються, коли в едафотопі поровий простір гармонійно розподілений за розміром: і крупних, і дрібних пустот достатньо.

Складення – важливий показник при агрономічній оцінці ґрунту, від якого залежить можливість обробітку сільськогосподарськими знаряддями, а також проникнення води й коренів рослин на потрібну глибину.

7.3.5. Новоутворення і включення

Новоутворення – це нагромадження речовин різної форми й хімічного складу, які формуються і відкладаються в горизонтах ґрунту в процесі ґрунтоутворення.

Хімічні новоутворення за формою поділяються на такі групи:

1) **вицвіти та нальоти** – хімічні речовини виступають на поверхні ґрунту або на стінці розрізу в вигляді тонесенької плівки;

2) **кірки, примазки, патьоки** – виступають на поверхні ґрунту або по стінках тріщин і утворюють шар невеликої товщини;

3) **прожилки та трубочки** – речовини займають ходи черв'яків або коренів, пори та тріщини ґрунту;

4) **конкреції та стягнення** – скупчення різних речовин більш-менш округлої форми;

5) **прошарки** – речовини накопичуються у великих кількостях, насичуючи окремі шари ґрунту.

За складом хімічні новоутворення бувають:

1) **легкорозчинні солі** (NaCl , CaCl_2 , Na_2SO_4 та інші). Вони трапляються в засолених ґрунтах в умовах степу, пустелі. Найбільш характерні їх форми – нальоти, вицвіти, білі кірки та примазки, крупинки та окремі кристалики солей;

2) **гіпс** ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Також зустрічається в засолених ґрунтах. Білого й жовтуватого кольору, у вигляді окремих прожилок, псевдоміцелію (густої сітки дуже тоненьких прожилоків), конкрецій, іноді – шкоринки або вицвіту на поверхні ґрунту. Характерний для каштанових, бурих напівпустельних, засолених ґрунтів, сіроземів;

3) **вапно** (CaCO_3) – білого кольору, зустрічається в дуже різноманітних формах у товщі профілю. До найбільш розповсюджених відносять плями й вицвіти розпливчастої форми; плісняву зі скупчень дуже тонких кристалів; білоочки – яскраві, компактні, різко окреслені плями; прошарки й псевдоміцелій по тонких порах ґрунту; трубочки з маси кристалічного або борошністого вапна по ходах коренів; конкреції; прошарки лугового мергелю, що можуть досягати декілька десятків сантиметрів у товщину. Розрізняються за скипанням з 10%-м розчином HCl . Характерні для чорноземів, каштанових, бурих напівпустельних, засолених та низки інших ґрунтів;

4) **гідроксиди заліза** (Fe^{3+}), алюмінію, марганцю у комплексі з органічними речовинами й сполуками фосфору – іржаво-бурого, вохристого, кавового або чорного кольору. Основні форми – натікання (плівки, примазки), плями розпливчастої форми, конкреції, трубочки, ортзанди (тонкі ниткоподібні

прошарки) у піщаних ґрунтах; ортштейни (більш потужні прошарки, які цементують масу ґрунту). Характерні для підзолистих, дерново-підзолистих, заболочених і болотних ґрунтів;

5) **сполуки двовалентного заліза** (FeCO_3 , $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) – блакитного, сизуватого або зеленкуватого кольору. Форми – розпливчасті плями та вицвіти в болотних і заболочених ґрунтах. На свіжих зразках вирізняються легко, а на висушених зникають, тому що окиснюються на повітрі до бурого кольору;

6) **кремнезем** (SiO_2) – білястого кольору, утворює присипку на поверхні структурних відмін. Характерний для сірих лісових ґрунтів, опідзолених чорноземів, солодей. Розпізнається важко, рекомендується розламати структурну відміну і порівняти колір її поверхні та внутрішньої маси;

7) **гумусові речовини** – чорного або темно-бурого кольору, утворюють патьоки, надаючи агрегатам глянцевого вигляду. Зустрічаються в середній частині профілю підзолистих і солонцюватих ґрунтів, солонців, солодей та інших ілювійованих ґрунтів.

Серед **біологічних новоутворень** у ґрунтах зустрічаються:

1) **копроліти** – екскременти червів і личинок комах, частинки ґрунту, що пройшли через їх органи травлення. Мають вигляд добре склеєних водостійких однорідних грудочок ґрунту, зустрічаються в пустотах, пророблених тваринами, і на поверхні ґрунту, характерні для багатих на фауну ґрунтів;

2) **кротовини** – ходи землерийок, засипані масою ґрунту, являють собою великі плями округлої або овальної форми, що за кольором і станом різко відрізняються від іншої маси горизонту, типові для чорноземів;

3) **кореневини** – сліди зігнутих великих коренів дерев, характерні для лісових ґрунтів;

4) **червоточини** – хвилясті ходи-каналі дощових червів, зустрічаються в багатьох ґрунтах;

5) **дендрити** – відбитки дрібних коренів на поверхні структурних відмін, часто забарвлені в темний колір за рахунок гумусу, утвореного при розкладі коренів, зустрічаються в різних ґрунтах.

На відміну від новоутворень, **включення** – це сторонні тіла в профілі ґрунту, присутність яких не пов'язана з процесом ґрунтоутворення.

До включень належать:

1) **літогенні** (кам'янисті) включення – уламки гірських порід;

2) **біогенні** – залишки тварин і рослин у вигляді раковин, кісток, коренів, уривків листя, хвої;

3) **антропогенні** – уламки цегли, черепки посуду і т. ін, зумовлені діяльністю людини.

У промерзаючих ґрунтах можливе виділення **криогенних** (крупні кристали льоду) включень.

7.4. Ґрунтовий профіль, ґрунтові горизонти та їх індексація

Поняття про ґрунтовий профіль і профільний метод вивчення ґрунтів у кінці ХІХ століття в науку ввів В.В.Докучаєв.

Ґрунтовий профіль – це певне вертикальне чергування генетичних горизонтів у межах ґрунтового індивідуума.

Основними складовими частинами профілю є генетичні горизонти.

У сучасному ґрунтознавстві під генетичними горизонтами розуміють однорідні, зазвичай паралельні шари ґрунту, які сформувались у процесі ґрунтоутворення, що різняться між собою морфологічними ознаками, складом і властивостями.

Профіль ґрунту характеризує зміну його властивостей по вертикалі. Залежно від напрямку ґрунтоутворення спостерігається закономірний розподіл і зміна гранулометричного, мінералогічного та хімічного складу, фізичних, хімічних і біологічних властивостей ґрунтового тіла від поверхні до підстилаючої породи. Ці зміни можуть бути поступовими, що відображаються плавним ходом профільної кривої, а також різкими, з декількома максимумами та мінімумами.

З чим пов'язане явище диференціації вихідної ґрунотворної породи на генетичні горизонти та формування з їх послідовності профілю в цілому? Головними чинниками цього процесу є вертикальні потоки речовин та енергії (причому як висхідні, так і низхідні), а також відповідний розподіл живої речовини (кореневих систем, тварин і мікроорганізмів).

Будова ґрунтового профілю специфічна для кожного типу ґрунту, тому служить його основною діагностичною характеристикою. Генетична цілісність, єдність ґрунтового профілю – основна властивість ґрунтового тіла, що формується в процесі педогенезу з ґрунотворної породи як єдине ціле, що розвивається у часі в єдності його генетичних горизонтів.

Залежно від особливостей педогенезу та віку ґрунту, ґрунтові профілі бувають **складними** та **простими**. Проста будова профілю має п'ять типів: примітивний, неповнорозвинений, нормальний, слабодиференційований і порушений.

Примітивний профіль формується малопотужним гумусо-акумулятивним горизонтом (Н) або перехідним до материнської

породи (HP), що залягають безпосередньо на ґрунтоутвірній породі (рис. 3-1).

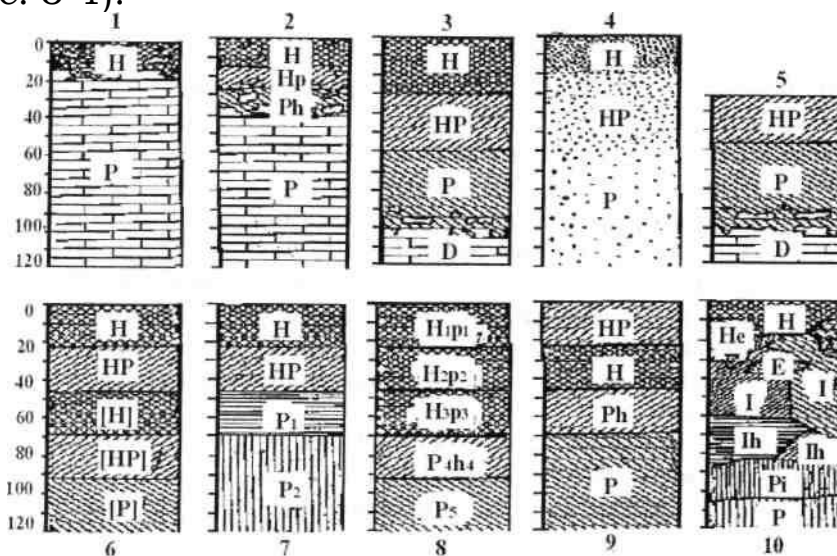


Рис. 3. Типи будови ґрунтових профілів
(за Б.Г. Розановим, 1993):

- 1 – примітивний; 2 – неповнорозвинений; 3 – нормальний,
4 – слабодиференційований; 5 – порушений (еродований);
6 – реліктовий; 7 – багаточленний; 8 – поліциклічний;
9 – порушений (перевернутий); 10 – мозаїчний.

Неповнорозвинений має повний набір генетичних горизонтів, що характерний для даного типу ґрунтів, але з малою їх потужністю (профіль укорочений) (рис. 3-2).

Нормальний має повний набір генетичних горизонтів, що характерний для даного типу ґрунту, з типовою для не еродованих плакорних ґрунтів потужністю (рис. 3-3).

Слабодиференційований – дуже розтягнутий монотонний профіль, в якому генетичні горизонти поступово змінюють один одного без чітко помітних переходів (рис. 3-4).

Порушений (еродований) – профіль, в якому частина верхніх горизонтів знищена ерозією (рис. 3-5).

Складної будови ґрунтовий профіль може бути: реліктовим, багаточленним, поліциклічним, порушеним (переверненим) і мозаїчним.

Реліктовий профіль характеризується наявністю похованих горизонтів або похованих профілів палеоґрунтів. З іншого боку, в такому профілі можуть бути не поховані, а реліктові горизонти – результат стародавнього ґрунтоутворення, що на даний час іде по іншому типу (рис. 3-6).

Багаточленний профіль формується у випадках літологічних змін у межах ґрунтової товщі (двочленні материнські

породи) (рис. 3-7).

Поліциклічний профіль утворюється в умовах періодичного перевідкладення ґрунотворного матеріалу (річковий алювій, вулканічний попіл, еолові наноси) (рис. 3-8).

Порушений (перевернений) профіль формується при вивертанні нижніх горизонтів на поверхню. Розрізняють штучний (діяльність людини) та природний (при буревіях) порушений профіль (рис. 3-9).

Мозаїчний профіль – профіль, в якому генетичні горизонти утворюють не послідовну за глибиною серію горизонтальних шарів, а непередбачувану строкату мозаїку, плямистість (рис. 3-10).

Систематика типів будови профілю може бути побудована і за іншими принципами. Зокрема, досить розповсюджена систематика за характером розподілу речовинного складу ґрунту по вертикальній товщі (наприклад, вмісту гумусу, карбонатів, глинистих мінералів і т.п.). Такий розподіл відображається і на морфологічних ознаках: забарвленні генетичних горизонтів, щільності, характері та розподілі новоутворень.

Спираючись на цей тип систематики, виділяють акумулятивний, елювіальний, ґрунтово-акумулятивний елювіально-ілювіальний та недиференційовані ґрунтові профілі (рис. 4).

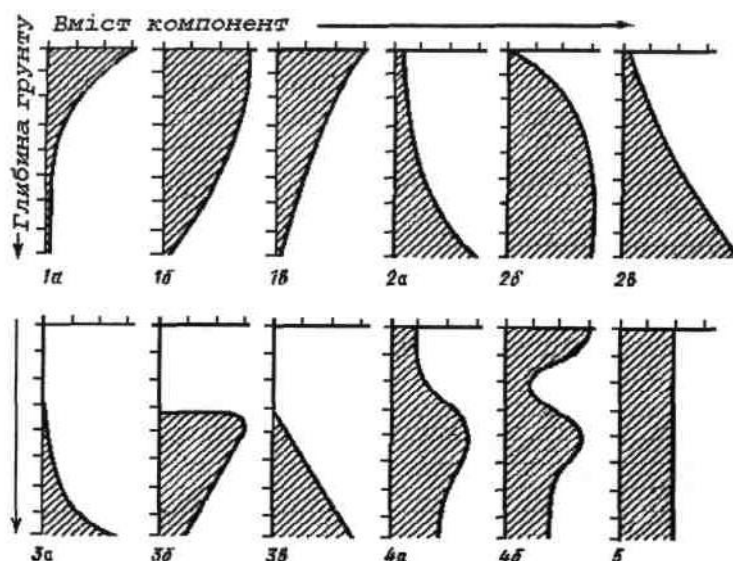


Рис. 4. Типи розподілу речовин у ґрунтовому профілі:
1а – регресивно-акумулятивний; 1б – прогресивно-акумулятивний; 1в – рівномірно-акумулятивний; 2а – регресивно-елювіальний; 2б – прогресивно-елювіальний; 2в – рівномірно-елювіальний; 3а – регресивно-ґрунтово-акумулятивний; 3б – прогресивно-ґрунтово-акумулятивний; 3в – рівномірно-ґрунтово-акумулятивний; 4а – елювіально-ілювіальний; 4б – акумулятивно-елювіально-ілювіальний;

- **аккумулятивний** профіль із максимумом накопичення тих чи інших речовин у поверхневих горизонтах при поступовому зменшенні їх умісту з глибиною. Поділяється на регресивно-аккумулятивний (увігнута крива перерозподілу), прогресивно-аккумулятивний (випукла) та рівномірно-аккумулятивний;

- **елювіальний** профіль із мінімумом речовини на поверхні (поверхневому горизонті) та поступовим зростанням його вмісту з глибиною. Поділяється на регресивно-елювіальний (увігнута крива перерозподілу), прогресивно-елювіальний (випукла), рівномірно-елювіальний;

- **ґрунтово-аккумулятивний** профіль характеризує накопичення речовин із ґрунтових вод у нижній та середній частині товщі ґрунту;

- **елювіально-ілювіальний** профіль із мінімумом речовин у верхній частині та максимумом у середній або нижній частині;

- **недиференційований** профіль характеризується рівномірним умістом речовини по всій товщі ґрунту.

Будь-який ґрунт може бути охарактеризований з деяким наближенням одним із наведених генетичних типів профілю, що має безпосереднє діагностичне значення. Для кожного природного типу ґрунтоутворення характерна своя сукупність горизонтів. Усі горизонти та профілі взаємно пов'язані і взаємно зумовлені. Вони формуються в процесі генезису ґрунту з материнської породи одночасно як єдине ціле. Отже, профіль ґрунту – це генетична цілісність усіх його горизонтів.

В.В.Докучаєв виділив у ґрунті всього три генетичних горизонти і позначив їх першими літерами латинського алфавіту (А – поверхневий гумусо-аккумулятивний, В – перехідний до материнської породи, С – материнська порода, підґрунтя). З накопиченням знань про ґрунти ця індексація горизонтів стала недостатньою. Виникла необхідність створення більш повної й раціональної системи позначення горизонтів. Над її доповненням і удосконаленням працювали Г.М.Висоцький, К.Д.Глінка, С.О.Захаров, Д.Г.Віденський, Б.Б.Полинов та ін. Розглянути всі існуючі індексації важко, тому зупинимося лише на тих, які представляють найбільший інтерес (табл. 4).

У 1936 р. український ґрунтознавець **О.Н.Соколовський** запропонував принципово нову систему індексів. Детальніше її розробили його учні **М.К.Крупський, Г.С.Гринь** та інші. Систему індексів О.Н. Соколовського в наш час з успіхом використовують в Україні. Розвиток ґрунтознавства привів до виділення великої різноманітності генетичних горизонтів різних типів ґрунтів. На жаль, до сьогодні в ґрунтознавстві різних наукових шкіл немає єдиного підходу до діагностики й

символіки різних ґрунтових горизонтів. Усі відомі генетичні горизонти ґрунту у вітчизняній науці ділять на ряд типів, тобто груп горизонтів, які мають подібну генетичну основу через єдиний ґрунтоутворний процес, але відрізняються в різних типах ґрунтів, що пов'язано з інтенсивністю прояву цього процесу, його віку, сполученнями з іншими процесами.

Таблиця 4.
Порівняльна таблиця різних систем індексації горизонтів (Ґрунтового інституту ім. В.В.Докучаєва (1959, система I), В.А.Ковди та інших (1989, система II), система українських ґрунтознавців (1980, система III)

СИСТЕМИ			НАЗВА	ДІАГНОСТИКА
I	II	III		
I група – поверхневі органогенні горизонти				
At	T	T	торф'яний	Формується на поверхні, але зустрічається іноді і в товщі профілю, характеризується консервацією органічної речовини без перетворення в гумус або без мінералізації, містить більше 70% рослинних решток (деревинних, мохових, трав'яних), видимих неозброєним оком, різного кольору – бурого, коричневого, жовтого залежно від типу рослинності й ступеня її розкладу
-	TA	TH	торф'яно-перегнійний	Складається із сильно розкладених гуміфікованих (невидимих оком) рослинних решток, чорний, маститься, нестійкої пилювато-зернистої або грудкуватої структури, постійно або періодично насичений водою
-	AT	HT	перегнійний	Поверхневий горизонт чорного кольору з умістом органічної речовини 30-70%, складається з добре розкладених органічних залишків і гумусу з домішками мінеральних компонентів, безструктурний, маститься, м'який, пухкий
-	TA	TC	торф'яно-мінералізований	Складається з інтенсивно роздроблених мінералізованих і обуглених рослинних залишків (найдрібніші залишки видимі), попелоподібний, гідрофобний, легко розвіюваний, трапляються на переосушених торф'яниках
Ao	O	Ho	органічний акумулятивний	Малопотужний, до 15 см, поверхневий шар органічної речовини, що розкладається, не розкладені й напіврозкладені залишки видимі оком, в нижній частині частково перемішаний з мінеральними компонентами, розділяється на:
Ao	-	Hл	лісову підстилку	- суцільний килим, що покриває поверхню ґрунту в лісі;
-	-	Hс	степова повсть	-формується в степах;
-	Ao	Hд	дернину	- мінеральний гумусово-акумулятивний поверхневий горизонт, що формується під

				трав'янистою рослинністю, складається на 0.5 і більше об'єму з живих коренів, сірий, пухкий
II група – поверхневі мінеральні горизонти				
A ₁	A	H	гумусовий	Мінеральний горизонт акумуляції гуміфікованої органічної речовини (гумусу), рівномірно розміщеної й тісно зв'язаної із мінеральною частиною, найтемніше забарвлений в профілі (сірий, темно-сірий, інколи – коричневий або бурий колір), з великим (до 15-20%) вмістом гумусу, звичайно розташований у верхній частині профілю, найчастіше добре оструктурений грудкувато-зернистий, грудкуватий, зернистий, інколи – домішки інших типів структур, пухкий
A _p	A _p	H _{орн} _n	орний	Змінений тривалим обробітком у землеробстві поверхневий горизонт орних ґрунтів, сформований з одного або декількох різних ґрунтових горизонтів, від нижніх завжди відділяється ясною рівною границею, пилюватий, зернисто-пилюватий; пухкий
A	A _{ai}	-	водоростева кірочка	Поверхнева добре відшаровувана кірочка водоростей і їх залишків, чорна в сухому стані й зелена при зволоженні, з великою домішкою мінеральних часток, потужністю декілька міліметрів, характерна для пустельних ґрунтів
-	K	-	кірковий	Світла крихка кірочка потужністю до 5 см, розтріскана, легко відділяється від ґрунту, що лежить під нею
-	Q	-	підкірковий	Лежить звичайно під кіркою, світло-забарвлений, сильно пористий, шаруватий або лускуватий, у пустельних ґрунтах
-	S	-	сольова кірка	Біла кірка солей або значні їх вицвіти на поверхні ґрунту
III група – підповерхневі горизонти				
A ₂	E	E	елювіальний	Збіднений внаслідок вимивання органічних і мінеральних речовин, білястий, світло-сірий або палевий, пластинчастий або плитчастий, пухкий. Поділяється на:
A ₂	E	E	підзолистий	- освітлений, білястий, залягає у верхній частині профілю під T, Ho, H або H _{орн} , формується під впливом опідзолення. Тобто кислотного розкладу мінеральної частини, продукти якого виносяться з цього горизонту; пухкий, плитчастий, лускуватий або безструктурний
-	-	He	опідзолений	- сірий, білястий, грудкувато-горіхуватий або із зачатками пластинчастої структури, із присипкою SiO ₂ , характеризується слабо вираженим процесом опідзолення
A ₂	E	E	осолоділий	- освітлений, білястий, знаходиться у верхній частині профілю з поверхні або під H, формується під впливом осолодіння, тобто лужного розкладу мінеральної частини в результаті входження Na в ГПК (ґрунтово-поглинальний комплекс) і дальшого

				його вилучення воднем, виносу вниз продуктів розкладу й мулу. плитчастий, лускуватий або безструктурний, пухкий
B	B	I	ілювіальний	Збагачений глинистими частинками, бурувато-коричневий, темно-сірий, щільний, призматичний, горіхуватий, стовпчастий або безструктурний, розташований під E в середній частині профілю, характеризується накопиченням глини, аморфних продуктів, півтораоксидів. Виділяють за інтенсивно пептизованою ґрунтовою масою, збагачений рухомими глинами, кремнеземом, органічною рухомою речовиною, сірого або чорного кольору, стовбчастої або призмоподібної структури, в сухому стані дуже твердий, щільний, у вологому – безструктурний, в'язкий
-	B1	-	глинисто-ілювіальний	
-	B _{fe}	-	залізисто-ілювіальний	
-	B _h	-	гумусово-ілювіальний	
-	B _n a	SI	солонцевий	
-	B _{Ca}	-	карбонатно-ілювіальний	
-	B _{sa}	-	сольовий	
-	B _{cs}	-	гіпсовий	
B	B	-	метаморфічний	Збагачений глинистими частинками, з буруватим відтінком, утворений при трансформації мінералів ґрунту на місці. Поділяється на сіалітно-, фералітно-метаморфічний, глейовий.
-	B _m	-	сіалітно-метаморфічний	
-	B _o x	-	фералітно-метаморфічний	
G	G	GI	глейовий	мінеральний або органо-мінеральний суцільний або строкатий горизонт яскраво-синього, голубого, сизого або оливкового кольору, безструктурний, формується при заболоченні ґрунтів, постійному перенасиченні водою
-	-	gl	глеюватий	будь-який горизонт, в якому є окремі сизі або сизуваті плями
IV група – підґрунтові горизонти				
C	C	P	материнська порода	Гірська порода, з якої сформувався ґрунт, горизонт подібний на ґрунт літологічно, але не має його ознак
D	D	D	підстилаюча порода	Порода, що залягає нижче ґрунтоутворюючої

Ґрунтознавці України виділяють також такі горизонти:

Pf – псевдофіброві, складаються з тонких бурих або червонувато-бурих ущільнених прошарків (псевдофібрів) товщиною 1-3 см, що чергуються з прошарками палевого або білястого піску;

R – ортзандові, складаються зі зцементованого оксидами заліза піску. Залізо в них переважно гідрогенного й мікробного походження, вони червоного кольору, як правило – щільні, безструктурні;

Rg – ортштейнові, збагачені глиною, півтораоксидами, гелями кремнію, тверді, червонувато-коричневі;

M – мергелісті, складаються з карбонатних новоутворень гідрогенного походження (луговий мергель). Містять від 25 до 50% карбонатів кальцію і магнію, білого або сірувато-білого

кольору, часто з бурими плямами.

Перехідні горизонти сполучають в однаковій мірі ознаки двох сусідніх горизонтів. У ґрунтах з поступовим ослабленням будь-якої ознаки від поверхні до породи (чорноземах, лугових, дернових та інших) ці горизонти так і називаються – перехідні; у ґрунтах з диференційованим профілем – за назвою двох суміжних горизонтів. Позначаються символами суміжних горизонтів. Наприклад, перехідний між гумусовим і материнською породою в чорноземах – **HP**; гумусовим та елювіальним в дерново-підзолистих ґрунтах – **HE** (гумусово-елювіальний).

Майже всі ознаки, виділені в основних горизонтах, можуть проявлятися нерівномірно, в одних випадках бути головними, в інших – накладатись, виражатись нечітко. У цих випадках вони позначаються такою ж, але малою буквою. Наприклад, верхній перехідний горизонт у чорноземах між гумусовим та материнською породою характеризується значною гумусованістю та невеликою домішкою породи (**Hp**), а нижній перехідний – навпаки (**Ph**).

До додаткових належать відокремлені морфологічні елементи ґрунту, уламки порід, а також ознаки, пов'язані з діяльністю людини. Нижче наводяться їх назви та символи (за системою III – українською):

k – наявність карбонатів;

s – наявність легкорозчинних солей;

г – наявність м'яких залізисто-марганцевих стягнень та пунктуацій;

п – наявність твердих залізисто-марганцевих конкрецій;

kp – наявність карбонатних конкрецій;

q – наявність уламків твердих безкарбонатних порід;

qk – наявність уламків твердих карбонатних порід;

F – наявність вохри;

z – наявність копролітів, червоточин, кротовин;

dn – наявність ерозії (денудації);

dl – делювіальні наносні горизонти на поверхні ґрунту;

de – еолові наносні горизонти на поверхні ґрунту;

al – алювіальні наносні горизонти на поверхні ґрунту;

a – орні горизонти (від лат. *arvum* – поле);

ag – насипні рекультивовані горизонти (*agger* – насип);

pl – плантажовані горизонти;

mo – ознаки, пов'язані зі зрошенням;

m – ознаки, пов'язані з осушенням.

Якщо засолення, карбонати чи літогенні включення відкриті в нижній частині горизонту, то цей спеціальний символ пишеться через косу риску (наприклад, P/k, Hp/gl). У випадку, коли має місце локальна концентрація (не по всій товщі горизон-

ту) тих чи інших новоутворень та включень, чи ознака дуже слабо виражена, – символ беруть у дужки (наприклад, P(h), H(e)). Поховані горизонти записують у квадратних дужках [H], [HT].

Горизонти, які виникають за рахунок діяльності людини, але за своїми властивостями не відрізняються від природних, позначаються такими ж символами, що й природні, але перед ними ставиться ще символ ознак, пов'язаних з антропогенезом. Наприклад, вторинно-осолонцьований, внаслідок зрошення (іригації) мінералізованими водами горизонт – **moSl**; вторинно оглеєний за рахунок підняття ґрунтових вод при зрошенні – **moHPgl**; торф'яно-мінеральний, утворений внаслідок пересушення торф'яників – **mTC** і т. ін.

Символ має повністю відображати назву, наприклад, Ehgl – елювіально-гумусований оглеєний, Pks – карбонатна засоленна материнська порода, Hp – верхній перехідний; Ph – нижній перехідний; HPt – перехідний метаморфізований. З цієї позиції, українська індексація є об'єктивно більш досконалою.

Отже, українська символіка більше інформативно відбиває характерні ознаки горизонтів.

7.5. Переходи між горизонтами в профілі

Характер переходів між горизонтами в ґрунтовому профілі, форма границь горизонтів і ступінь їх виразності мають важливе генетичне значення й служать суттєвою морфологічною ознакою ґрунту, оскільки це один із критеріїв визначення інтенсивності ґрунтоутворення і його загальної направленості. Часто характер переходів має й діагностичне значення. Різні ґрунти володіють неоднаковими характерами переходів у профілі, що визначається типом, віком та інтенсивністю ґрунтоутворення відповідно до комплексу факторів навколишнього середовища (рис. 5).

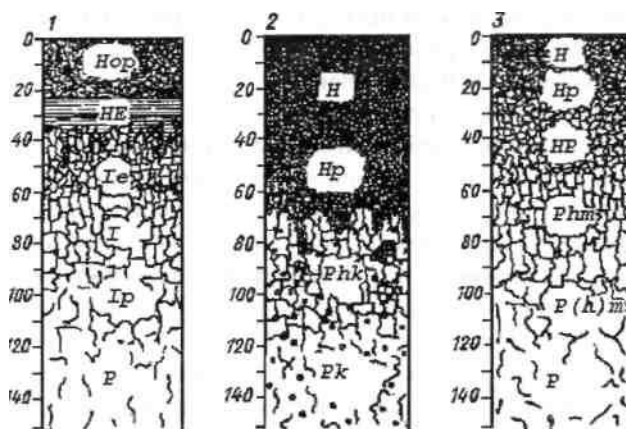


Рис.5. Характер переходів між горизонтами:
1 – дерново-підзолистий орний ґрунт: від Норн. до HE – границя рівна, перехід різкий; від HE до Ie – язикоподібна, різкий;

від Іе до І – хвиляста, помітний; від І до Ір – рівна, поступовий;
 від Ір до Р – рівна, поступовий. 2 – чорнозем звичайний: від Н до
 Нр – хвиляста, поступовий; від Нр до Рhk границя кишеньями,
 перехід ясний; від Рhk до Рк – рівна, поступовий; 3 – червонозем:
 всі границі рівні, переходи поступові

За формою виділяються вісім основних типів границь між ґрунтовими горизонтами (рис.6).

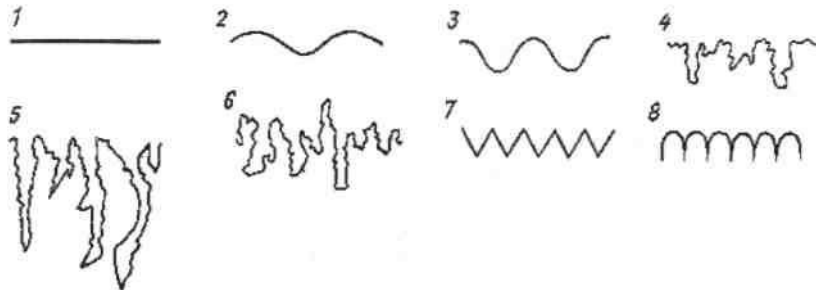


Рис.6. Форми границь між горизонтами в профілі:
 1 – рівна; 2 – хвиляста; 3 – кишеньоподібна; 4 – язикоподібна;
 5 – затічна; 6 – розмита; 7 – пильчаста; 8 – палісадна

Рівна границя характерна для більшості ґрунтів, особливо для нижніх слабо диференційованих горизонтів, звичайно – при поступових переходах. **Хвиляста** властива для нижньої частини гумусових горизонтів лісових ґрунтів, а також часто характерна для переходу між підгоризонтами. **Кишеньоподібна** характерна для нижньої частини гумусованих горизонтів степових ґрунтів. **Язикоподібна** найтипівіша для нижньої частини Е-горизонту підзолистих ґрунтів. **Затічна** – характерна для ґрунтів із потічним характером гумусу або тих, які розтріскуються. **Розмита** границя характерна для ґрунтів із сильним елювіально-ілювіальним процесом. **Пильчаста** – зустрічається досить рідко, в підзолистих ґрунтах на структурних глинах. **Палісадна** також дуже рідко зустрічається в солонцях при переході до солонцевого горизонту. За ступенем вираження виділяють такі види переходів: **різкий, ясний, помітний, поступовий.**

Контрольні питання

1. Дайте коротку характеристику фазового складу ґрунту.
2. Оцініть поняття «морфологічна будова ґрунту», опишіть рівні морфологічної організації ґрунту. Основні поняття ґрунтової морфології.
3. Визначте поняття «ґрунтовий профіль», причини його утворення.
4. Охарактеризуйте основні типи будови профілів і границь між генетичними горизонтами.

5. Визначте поняття «генетичні горизонти», охарактеризуйте основні принципи та напрямки їх індексації.
6. Оцініть забарвлення як важливу морфологічну ознаку ґрунту.
7. Оцініть структуру ґрунту як важливу морфологічну ознаку.
8. Визначте поняття «гранулометричні фракції», дайте їх коротку характеристику.
9. Визначте поняття «гранулометричний склад ґрунтів», принципи класифікації ґрунтів за гранулометричним складом.
10. Дайте класифікацію та характеристику властивостей механічних елементів ґрунтів.
11. Як впливає гранулометричний склад порід на ґрунтоутворення?
12. Як впливає гранулометричний склад ґрунтів на їх властивості?
13. Оцініть новоутворення та включення як важливу морфологічну ознаку ґрунту.
14. Опишіть принципи української індексації генетичних горизонтів.
15. Охарактеризуйте діагностичні ознаки поверхневих генетичних горизонтів.
16. Охарактеризуйте діагностичні ознаки підповерхневих генетичних горизонтів.
17. Обґрунтуйте переваги та недоліки української індексації генетичних горизонтів.
18. Оцініть характер переходів між: генетичними горизонтами як морфологічну ознаку.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко А.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.
3. Польшина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
4. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк., 1988.
6. Ніколайчук В.І., Білик П.П. Ґрунтознавство. Частина 1. Утворення, склад, загальні властивості ґрунтів. Ужгород, Патент, 2000.- 238с.
7. Чорний І.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К.: Вища шк., 1995.

Додаткова

8. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К.,

1966

9. Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР. – М.: Колос, 1972.
10. Зонн СВ., Травлеев А.П. Географо-генетический аспекты почвообразования, эволюции и охраны почв. – К.: Наукова думка, 1986.
11. Канівець В.І. Життя ґрунту. – К.: Аграрна наука, 2001.

ЛЕКЦІЯ 8.

Органічна речовина ґрунту. Джерела гумусу у ґрунті. Перетворення органічних речовин у ґрунті та процес гумусоутворення. Гумус: склад, властивості. Органо-мінеральні сполуки в ґрунті. Груповий та фракційний склад гумусу. Екологічне значення гумусу та регулювання його вмісту. Географічні та екологічні закономірності розповсюдження гумусових речовин

8.1. Джерела гумусу у ґрунті

Невід'ємною складовою частиною будь-якого ґрунту є **органічна речовина**, тобто сукупність живої біомаси й органічних решток рослин, тварин, мікроорганізмів, продуктів їх метаболізму і специфічних новоутворених темнозabarвлених гумусових речовин, що рівномірно пронизують ґрунтовий профіль (рис. 1). Складний комплекс органічних сполук ґрунту зумовлений різним складом органічних решток, що надходять у ґрунт, неоднаковою спрямованістю мікробіологічного процесу, різноманітними гідротермічними умовами тощо. У складі **органічної речовини** ґрунту знаходяться всі хімічні компоненти рослин, бактеріальної та грибнової плазми, а також продуктів їх подальшої взаємодії й трансформації. Це тисячі сполук, середній час існування яких у ґрунті може варіювати від доби до тисяч років.

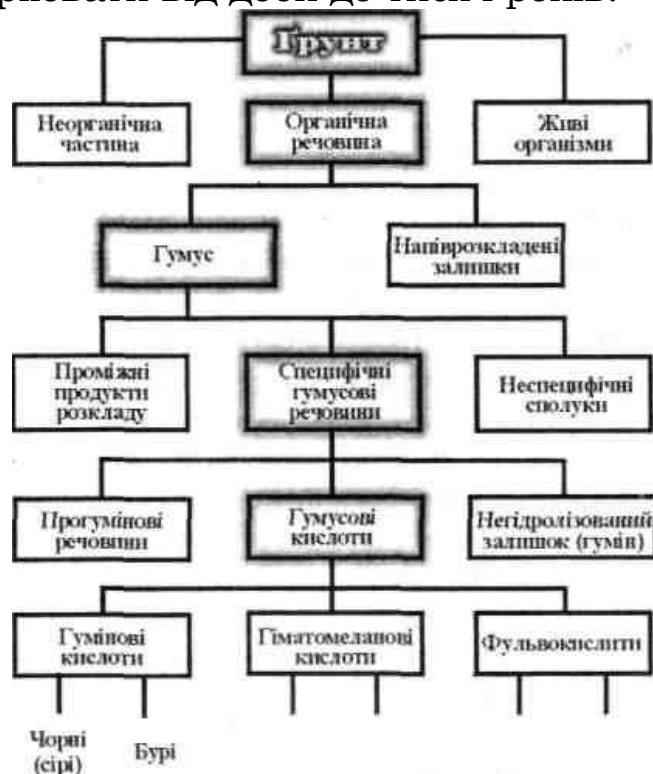


Рис. 1. Система органічних речовин ґрунту (за Д.С.Орловим)

Джерелом гумусу є органічні рештки вищих рослин, мікроорганізмів і тварин, що живуть у ґрунті. Залишки зелених рослин надходять у ґрунт у вигляді наземного опаду та відмерлої кореневої системи рослин. Кількість органічної речовини, що надходить до ґрунту різна, і залежить від ґрунтово-рослинної зони, складу, віку та густоти насаджень, а також від ступеня розвитку трав'янистого вкриття.

Найбільш суттєвим джерелом ґрунтової органіки є **рослинність**, яка мобілізує та акумулює в едафотобах запас потенціальної енергії та біофільних елементів у надземних і підземних органах рослин, у їх рештках.

Продуктивність рослинності у різних екосистемах неоднакова: від 1-2 т/га в рік сухої речовини в тундрах до 30-35 т/га у вологих тропічних лісах. Під **трав'янистою** рослинністю основним джерелом гумусу є корені, маса яких у метровому шарі ґрунту складає 8-28 т/га (Степ). Трав'яниста рослинність у зоні хвойних та мішаних лісів (Полісся) на суходільних луках накопичує 6-13 т коренів на гектар у метровому шарі ґрунту, під багаторічними сіяними травами – 6-15 т/га; однорічною культурною рослинністю – 3,1-15 т/га органічних решток. Під **ліською** рослинністю рослинний опад утворює підстилку, участь коренів у гумусоутворенні незначна. По профілю вміст кореневих решток із глибиною зменшується. Ці залишки нерідко використовуються ґрунтовою фауною та мікроорганізмами, внаслідок чого відбувається трансформація органічної речовини у вторинні форми.

Хімічний склад органічних решток дуже різноманітний: вода (70-90%), білки, ліпіди, лігнін, смоли, воски, дубильні речовини. Переважна більшість цих сполук високомолекулярні (мол. маса 10^4 - 10^6). Деревина розкладається повільно, тому що містить багато смол і дубильних речовин, які трансформуються лише специфічною мікрофлорою. Натомість дуже швидко розкладаються бобові трави, збагачені білками та вуглеводами. Зольних елементів у траві багато, а у деревних мало. В орних ґрунтах джерелом для гумусоутворення служать залишки культурних рослин і органічні добрива.

Значна роль у гумусоутворенні належить **ґрунтовій фауні**, яку за розмірами поділяють на чотири групи: мікро-, мезо-, макро-, ме-гафауну. Причому переважно саме мікро- та мезофауна беруть активну участь у переробці органічної речовини ґрунту, сприяючи цим гумусоутворенню.

Загальна біомаса мікроорганізмів у метровому шарі ґрунту складає до 10 т/га (приблизно 0,5-2,5% від маси гумусу), їх залишки становлять біля третини залишків рослин. Біомаса водо-

ростей – 0,5-1 т/га, а біомаса безхребетних – 12,5-15 т/га (більша частина цієї біомаси формується червами).

Хімічний склад живих організмів такий (в % до сухої речовини):

1) бактерії – зола 2-10, білки 40-70, ліпіди та дубильні речовини 1-40%;

2) водорості – зола 20-30, целюлоза 5-10, геміцелюлоза 50-60, білки 10-15, ліпіди та дубильні речовини 1-30%;

3) багаторічні трави – зола 5-10, целюлоза 25-40, геміцелюлоза 25-35, білки 5-12, лігнін 15-20, ліпіди та дубильні речовини 2-10%;

4) листя дерев – зола 3-8, целюлоза 15-25, геміцелюлоза 10-20, білки 4-10, лігнін 20-30, ліпіди та дубильні речовини 5-15%.

Від хімічного складу джерел залежить характер гумусоутворення та якість гумусу.

8.2. Перетворення органічних речовин у ґрунті та процес гумусоутворення

Потрапляючи до ґрунту, органічні рештки піддаються різним механічним, біохімічним і фізико-хімічним перетворенням. **Першим етапом** перетворень є **розклад** органічних залишків. Він відбувається за допомогою ґрунтової фауни, флори, мікроорганізмів. Органічні залишки при цьому втрачають свою анатомічну будову, складні органічні сполуки трансформуються в простіші і більш рухомі, тобто в проміжні продукти розкладу. Ці процеси мають біокаталітичний характер, оскільки відбуваються при участі ферментів.

Перша фаза розкладу органічних залишків – їх фізичне руйнування, подрібнення. **Друга** фаза – гідроліз органічних речовин: білки, наприклад, розщеплюються на пептиди, а потім – на амінокислоти; вуглеводи, такі як целюлоза, крохмаль – на моносахариди; уронові кислоти, жири – на гліцерин і жирні кислоти; лігнін, смоли, дубильні речовини – на ароматичні сполуки. **Третя** фаза розкладу – окисно-відновні процеси, що за допомогою ферменту оксиредуктази викликають повну мінералізацію органічних речовин: відбувається дезамінування амінокислот, декарбоксілування органічних кислот тощо.

Реакції дуже різноманітні, їх характер визначається умовами, складом органічного матеріалу. В аеробних умовах іде окиснення, в анаеробних – відновлення. В кінцевому вигляді амінокислоти мінералізуються до CO_2 , H_2O , оксиди азоту в аеробних умовах, у вуглеводи – в анаеробних. Вуглеводи, приєднуючи кисень, перетворюються спочатку в органічні кислоти, альдегіди, спирти, потім – у CO_2 та H_2O , а при нестачі

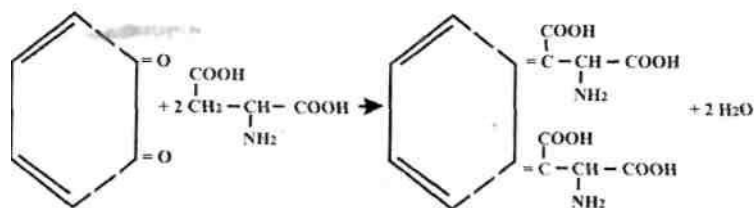
кисню відбувається їх бродіння й утворюються метан, спирт, низькомолекулярні органічні кислоти. Аналогічні перетворення до мінеральних речовин відбуваються з іншими проміжними продуктами розкладу. Дуже швидко мінералізуються цукор, крохмаль, гірше – білки, целюлоза, погано – лігнін, смоли, воски.

Швидкість розкладу органічних залишків зменшується в анаеробних умовах аж до повного припинення його й утворення торфу. Більшість з органічних залишків окиснюється до вуглекислого газу та води. А менша частина проходить **другий етап** перетворень – **гуміфікацію**, тобто синтез гумусних речовини. Рівень гуміфікації органічних решток залежить від гідротермічного режиму, ботанічного та біохімічного складу решток, їх кількості.

Природа утворення гумусних речовин цікавила дослідників протягом усього періоду розвитку ґрунтознавства. За цей час було висунуто кілька гіпотез походження гумусу. Значний внесок у вивчення процесів гуміфікації зробили *В.Р.Вільямс, Л.М. Александрова, І.В.Тюрін, М.М. Кононова, Д.С.Орлов, М.І.Лактіонов* та ін.

На сьогодні найбільш поширеними є дві концепції гумусоутворення. **Конденсаційна (полімеризаційна)** – розроблена М.М.Кононовою, В.Фляйгом. Засновники теорії стверджують, що гумусові речовини – це продукт конденсації структурних фрагментів, які утворились в результаті первинного розкладу органічних сполук циклічного характеру (лігнін, дубильні речовини, смоли і т.п.). Одночасно відбувається полімеризація шляхом окиснення циклічних сполук ферментами типу фенолоксидаз через семіхінони до хінонів і взаємодією останніх з амінокислотами та пептидами. На думку **М.І.Лактіонова** (1978), дискусійним залишається питання про участь в конденсації крупніших фрагментів лігніну та про подальше визрівання гумінових кислот як не тільки абіотичний процес.

Утворення молекули ГК при біокаталітичній конденсації хінонів з амінокислотами за Лактіоновим відбувається так:



Такий підхід пояснює будову міцел гумусових сполук як колоїдних поверхнево-активних речовин: гідрофобне ядро

органічного колоїду представлено агрегатом фенольної частини молекули, а зовнішня гідрофільна частина – амінокислотною (пептидною) частиною макромолекул. Переважаючими іоногенними групами на поверхні таких молекул будуть – COOH, – NH₂.

Концепція біохімічного окиснення розроблена Л.М.Александровою. За її визначенням, гуміфікація – складний біо-фізико-хімічний процес трансформації проміжних високомолекулярних продуктів розкладання органічних решток в особливий клас органічних сполук – гумусні кислоти. Провідне значення в процесі гуміфікації мають реакції повільного біохімічного окиснення, у результаті яких утворюється система високомолекулярних органічних кислот. Гуміфікація – тривалий процес, в результаті якого проходить поступова ароматизація молекул гумусових кислот не за рахунок конденсації, а шляхом часткового відщеплення найменш стійкої частини макромолекули новоутвореної гумусової кислоти. Система гумусових кислот далі вступає в реакцію із зольними елементами рослинних залишків і мінеральної частини ґрунту. При цьому єдина система поступово розщеплюється на декілька фракцій за молекулярною масою, деталями будови молекули, ступенем розчинності. Отже в дуже загальному вигляді перетворення органічних залишків в ґрунті можна зобразити такою схемою (рис. 2).

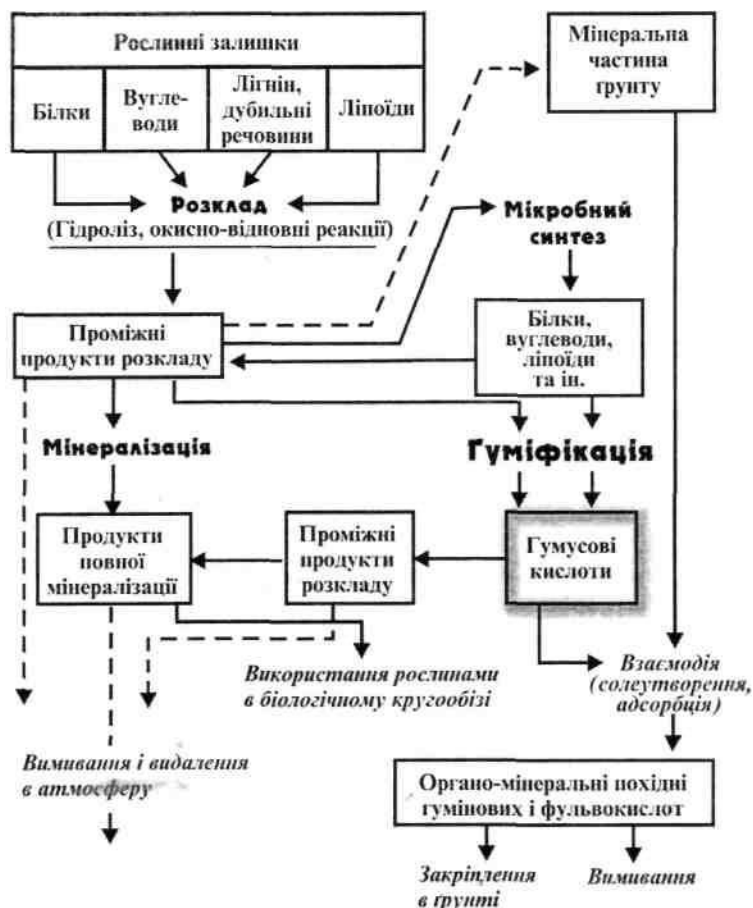


Рис. 2. Схема процесу гумусоутворення в ґрунті

(за Л.М.Александровою)

Установлено, що швидкість і спрямованість гуміфікації залежать від багатьох факторів. Основними серед них є кількість і хімічний склад рослинних решток, водний і повітряний режими, склад ґрунтових мікроорганізмів, реакція ґрунтового розчину, гранулометричний склад ґрунту тощо. Певне співвідношення даних факторів і їх взаємодія зумовлюють певний тип гуміфікації органічних решток: фульватний, гуматно-фульватний, фульватно-гуматний і гуматний.

Водно-повітряний режим ґрунту впливає на гуміфікацію так:

1) в аеробних умовах можливі такі варіанти: а) при достатній кількості вологи, температурі 25-30°C розклад і мінералізація йдуть інтенсивно, тому гумусу накопичується мало; б) при нестачі вологи утворюється мало органічної маси взагалі, сповільнюються її розклад і мінералізація, гумусу утворюється мало;

2) в анаеробних умовах при постійному надлишку води і нестачі кисню уповільнюється розклад органічних залишків, у результаті діяльності анаеробних мікроорганізмів утворюються метан, водень, які пригнічують мікробіологічну активність, гумусоутворення дуже слабке, органічні залишки консервуються у вигляді торфу (болотні ґрунти);

3) чергування оптимальних гідротермічних умов із деяким періодичним висушуванням ґрунту – найбільш сприятливий варіант для гумусоутворення, йде поступовий розклад органічних залишків, достатньо енергійна гуміфікація, закріплення гумусу в засушливі періоди (чорноземи).

Характер рослинності є потужним фактором, що впливає на гумусоутворення. Оскільки трав'яниста рослинність щорічно відмирає, вона дає найбільший рослинний опад, в основному – безпосередньо в ґрунті у вигляді корневих залишків, що сприяє швидкому з'єднанню продуктів їх розкладу з мінеральною частиною й захисту від надлишкової мінералізації – вміст гумусу в ґрунті збільшується. Хімічний склад трав'янистої рослинності, багатий на білки, вуглеводи, кальцій, сприяє її швидкому розкладу, утворенню м'якого гумусу – найбільш цінного його типу. Дерев'яниста рослинність, збагачена восками, смолами, дубильними речовинами, які погано розкладаються переважно грибною мікрофлорою, сприяє накопиченню дуже кислих продуктів розкладу решток, процеси йдуть переважно в лісовій підстилці, гумус утворюється грубий, накопичується у верхньому малопотужному горизонті.

Крім того, на гумусоутворення, його напрямок впливають кількість і склад мікроорганізмів, фізичні властивості, грансклад та хімічний склад ґрунту. Найкращі умови створюються в

грунтах, багатих Са, які мають близьку до нейтральної реакцію середовища, середній уміст мікроорганізмів, середній гранулометричний склад, добру оструктуреність.

Гумусові речовини розкладаються (**мінералізуються**) спеціальними мікроорганізмами, особливо при наявності органічних речовин, що ще не гуміфікувались. Проте зауважимо, що розклад гумусу – процес довготривалий і потребує участі великої групи мікроорганізмів. Стійкість гумінових кислот пов'язана зі сферичною формою молекул, що складаються з багатьох гетерогенних одиниць, які нерегулярно з'єднанні ковалентними зв'язками. Найбільш інтенсивно відбувається мінералізація фульвокислот. Максимальна швидкість мінералізації спостерігається при оптимальних для мікроорганізмів вологості та температурі, зменшується при надлишковому зволоженні, у важких грунтах. Особливо різке зменшення вмісту гумусу в ґрунті спостерігається при застосуванні високих доз азотних добрив. Це пов'язано з активацією ґрунтових мікроорганізмів, що включають у свої метаболічні цикли органічну речовину ґрунту. Здатність розкласти гумус притаманна багатьом мікроорганізмам, але провідна роль належить грибам і актиноміцетам (зокрема, но-кардіям). У процесі розкладу гумусових речовин вивільнюється велика кількість елементів живлення рослин, особливо азоту.

8.3. Гумус: склад, властивості

Як зазначалось вище, до складу органічної речовини ґрунту входять органічні рештки, продукти їх розкладу, неспецифічні органічні речовини та власне гумус.

Неспецифічні органічні сполуки – це цукри, амінокислоти, білки, органічні основи, дубильні речовини, органічні низькомолекулярні кислоти тощо. В більшості ґрунтів складають одиниці процентів **загального вмісту** органічної речовини.

Гумус – це гетерогенна динамічна полідисперсна система високомолекулярних азотистих ароматичних сполук кислотної природи.

Уміст гумусу в поверхневих горизонтах ґрунтів коливається від 0,5 до 20%, різко або поступово зменшуючись з глибиною.

Характерною особливістю гумусових речовин є їх гетерогенність, тобто наявність різних за стадією гуміфікації, молекулярною масою, хімічним складом, а значить, властивостями компонентів.

Гумусні речовини поділяють на три групи сполук: гумінові кислоти, фульвокислоти, гуміни.

Гумінові кислоти (ГК) темно-коричневого або чорного забарвлення, розчинні в слабких лугах, утворюючи гумати,

слабко розчинні у воді. До їх складу входять вуглець (50-62%), водень (2,8-6,6%), кисень (31-40%), азот (2-6%) і зольні елементи. Залежно від умісту вуглецю, ГК поділяють на дві групи: сірі або чорні (високий уміст Ca) і бурі. Елементарний склад молекул гумінових кислот непостійний. Молекулярна маса коливається від 4 тис. до 100 тис. ат. од. Хімічні властивості, ємність вбирання, взаємодія з мінералами ґрунту зумовлені наявністю в молекулі ГК функціональних груп (карбоксильної, фенол-гідроксильної, амідної, карбонільної тощо).

Молекула гумінової кислоти має складну будову (рис. 3) і складається з: 1) ядра – це ароматичні та гетероциклічні угруповання (азотовмісні гетероцикли, феноли, ароматичні альдегіди, 50-65% маси молекули гумінової кислоти). У процесі старіння гумусу збільшується ступінь конденсованості, ущільненості ядра, у зв'язку з чим зменшується рухомість гумінової кислоти; 2) периферійної частини гумінової кислоти, що складається з аліфатичного ланцюжка (вуглеводневі та амінокислотні групи, 25-40% від маси молекули) та функціональних груп (карбоксильних, гідроксильних, аміних тощо, 10-25%). Наявність карбоксильних та гідроксильних груп зумовлює кислотні властивості, ємність поглинання, розчинність, здатність утворювати органо-мінеральні сполуки тощо.

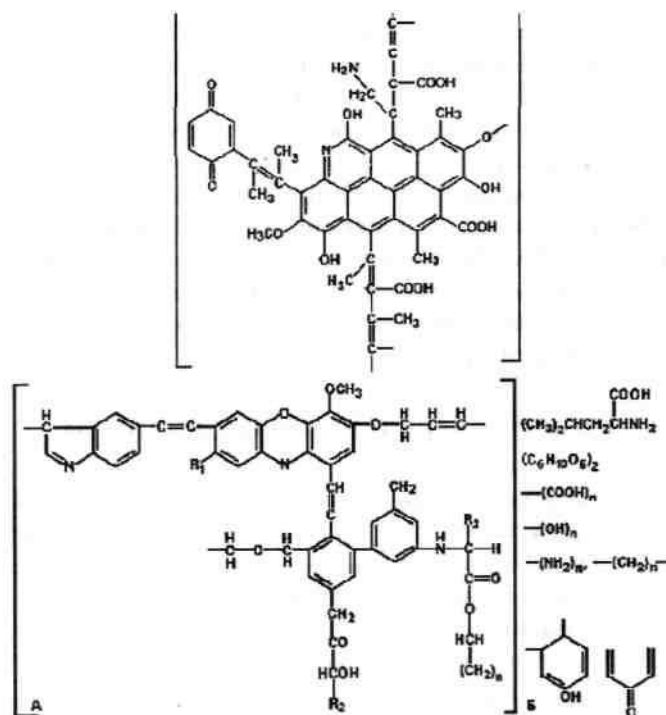


Рис.3. Вірогідні схеми будови структурної комірки гумусових кислот

Гумінові кислоти не мають кристалічної будови, але

молекули їх упорядковані й сітчасті за структурою, сферичної форми, діаметром біля 3-8 нм, об'єднуються між собою і створюють асоціати. Розчини гумінових кислот пересуваються в електричному полі, при всіх значеннях рН молекули мають негативний заряд. Основна маса гумінових кислот при рН, більшому від 5, знаходиться у вигляді нерозчинних у воді продуктів, а при рН, меншому від 5, – дегідратованих гелів, тому частково розчиняються, утворюючи молекулярні й колоїдні розчини.

Гумінові кислоти різних типів ґрунтів мають відмінності в ряду від підзолистих ґрунтів до чорноземів: збільшуються відношення С:Н, частка ядра, оптична щільність, гідрофобність, зменшується розчинність, здатність до пептизації.

Фульвокислоти (ФК) світло-жовтого, світло-бурого забарвлення, розчинні у воді й лугах, утворюючи фульвати, їх елементарний склад відрізняється від складу гумінових кислот. Вони містять вуглець (41-46%), водень (4-5), азот (3-4), кисень (44-48%). Отже, фульвокислоти містять менше вуглецю і більше кисню, ніж гумінові, а також відрізняються співвідношенням ядра і периферійної частини в молекулі (слабо виражене ядро і більша частина периферії). Водні розчини фульвокислот сильно кислі (рН = 2,6-2,8), молекулярна маса коливається від 2 до 500 тис. ат. од., енергійно руйнують мінеральну частину ґрунту, дуже лабільні.

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

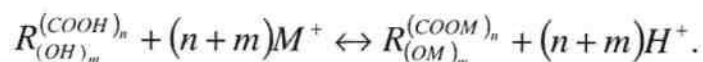
Поряд з традиційним поглядом, на сьогодні досить популярна думка, що, крім ГК, ФК та гуміну, до складу гумусу входять **гіматомеланові** кислоти – група гумусових речовин із проміжними властивостями між фульвокислотами й гуміновими кислотами. Раніше їх відносили до групи гумінових кислот.

8.4. Органо-мінеральні сполуки в ґрунті

Органічні речовини ґрунту постійно взаємодіють із мінеральною частиною. За характером взаємодії виділяють три групи орґано-мінеральних речовин.

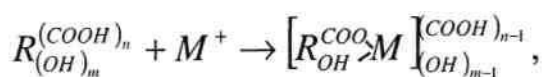
Першу групу складають **солі органічних неспецифічних кислот** (щавелевої, мурашиної, оцтової, лимонної) і **гумусових специфічних кислот** із катіонами лужних і лужноземельних металів. Механізм утворення гуматів і фульватів полягає в обмінній реакції між воднем кислих функціональних гумусових

кислот і катіонами:



Обмінна реакція протікає в еквівалентних кількостях і є зворотною. В утворенні гуматів беруть участь зольні елементи рослин, що вивільнюються при розкладі останніх, а також обмінні катіони дифузного шару ґрунтових колоїдів та основи, що входять до складу кристалічних решіток первинних, вторинних мінералів. Утворені солі гумусових кислот – гумати й фульвати мають неоднакові властивості. Гумати одновалентних катіонів (натрію, амонію, калію) добре розчинні у воді, легко вимиваються з ґрунту. Тому ґрунти, що містять гумати натрію (солонці), легко збіднюються гумусом за рахунок його міграції в нижні горизонти. Гумати кальцію й магнію нерозчинні у воді, утворюють водостійкі гелі, тому накопичуються у верхньому горизонті ґрунту (чорноземи). Фульвати всіх катіонів розчинні у воді, тому легко мігрують по профілю, вимиваються з ґрунту (підзолисті ґрунти). Характерною особливістю гуматів і фульватів є здатність до обмінних реакцій з іншими катіонами, тобто до формування фізико-хімічної обмінної здатності ґрунтів.

Другу групу становлять **комплексні солі** типу **хелати**, що утворюються при взаємодії неспецифічних органічних кислот з полівалентними металами (залізо, алюміній, мідь). Метал у хелатах входить до аніонної частини молекул і не здатний до обмінних реакцій. Вільні карбоксильні і фенолгідроксильні групи здатні обмінюватись з катіонами лужних і лужноземельних металів. Отримані сполуки називаються комплексно-гетерополярними солями.



де M^+ – катіони Fe, Al тощо.

Ємність зв'язування заліза в хелати гумінових кислот коливається від 50 до 150 мг/г ГК, алюмінію – від 27 до 55 мг/г ГК. Ємність зв'язування заліза у хелати фульвокислот – до 250 мг/г, а алюмінію – до 140 мг/г.

Рухомість комплексних сполук різноманітна і залежить від типу гумусової кислоти, обмінних катіонів, насиченості вільних функціональних груп. Найбільш рухомі алюмо- та залізофульватні солі. Якраз вони створюють різноманітні плівки на поверхні структурних агрегатів в ілювіальному горизонті.

Третю групу складають **органомінеральні сполуки**, утворені при взаємодії гумусових кислот та їх солей з кристалічною решіткою несилікатних півтораоксидів і глинистих мінералів. При цьому можливі такі шляхи їх утворення:

- 1) хімічний зв'язок (через місток або безпосередньо) із мінералами;
- 2) адсорбція на поверхні мінеральної частинки;
- 3) проникнення лінійних структур молекул гумусових кислот у міжпакетний простір глинистих мінералів.

Утворення органо-мінеральних сполук може супроводжуватись їх міграцією по ґрунтовому профілю або акумуляцією на місці утворення. Гумати деяких лужних металів та алюмінію добре розчиняються у воді і, як наслідок, легко пересуваються з водними потоками. Проте гумати кальцію – погано розчинні. Фульвати лужних і лужноземельних металів добре розчиняються та володіють високою міграційною здатністю.

8.5. Груповий та фракційний склад гумусу

У будь-якому ґрунті гумус представлений гуміновими кислотами, фульвокислотами та їх солями.

Груповий склад гумусу – сумарна кількість гумінових, фульвокислот і гуміну.

Його показник – відношення гумінових кислот (Сгк) до фульвокислот (Сфк), яке коливається від 0,4 до 3. За цим відношенням розрізняють фульватний (Сгк:Сфк < 0,6), гуматно-фульватний (0,6-0,8), фульватно-гуматний (0,8-1,2) та гуматний (>1,2) типи гумусу.

У складі гумусу чорнозему переважають гумати, Сгк:Сфк > 1,7, в підзолистих ґрунтах переважають фульвокислоти (Сгк:Сфк ~ 0,8), у сірому лісовому це співвідношення близьке до 1.

Фракційний склад гумусу – кількість окремих фракцій гумінових і фульвокислот різного ступеня стійкості зв'язку з мінеральною частиною ґрунту.

8.6. Екологічне значення гумусу та регулювання його вмісту

Гумусні речовини мають дуже важливе значення в ґрунтоутворенні, формуванні родючості ґрунту, живленні рослин. Роль окремих компонентів гумусу в цих процесах неоднакова, оскільки вони мають різні властивості. В землеробстві з давніх-давен відомо – чим більше гумусу в ґрунті, тим він родючіший. Гумінові кислоти надають ґрунтам темного забарвлення навіть при незначному вмісті гумусу. Такі ґрунти, порівняно зі світлими, краще поглинають сонячне проміння і тому мають кращий тепловий режим, що позитивно впливає на ріст і розвиток рослин. Через погану розчинність у воді вони накопичуються у верхньому шарі ґрунту і в такий спосіб формують гумусний горизонт.

Основна маса гумінових кислот перебуває в ґрунті в стані

колоїдних міцел, що зумовлює підвищення ємності вбирання даного ґрунту. А родючість, як відомо, залежить від величини ємності вбирання. Чим більше у ґрунті міститься увібраних основ, тим більший запас поживних речовин для рослин: 100 г сухої маси гумінових кислот убирає 400-600 мг-екв. Жоден глинистий мінерал у природі не має такої високої ємності вбирання.

На поверхні тонкодисперсних часток ґрунту гумінові кислоти реагують із залізом і алюмінієм, утворюючи органо-мінеральні дисперсні системи – гелі. Колоїди гумінових кислот цементують механічні частки ґрунту у процесі формування міцних, водостійких структурних агрегатів. Поліпшення структурного складу ґрунту також позитивно впливає на його родючість.

Гумінові кислоти містять багато зольних елементів, які при мінералізації гумусу переходять у легкодоступну для рослин форму. Отже, гумусні речовини зумовлюють регулярне засвоєння поживних речовин рослинами. Саме цим пояснюється загальновідомий факт: чим більше в ґрунтах гумусу, тим вища біологічна продуктивність рослин. Отже, гумус є поживою для мікроорганізмів, а для вищих рослин – джерелом зольних елементів і азоту.

Гумус відіграє біогеохімічну роль: залізо, алюміній, мікроелементи концентруються й мігрують у земній корі у формі органо-мінеральних сполук. Акумуляція гумусу, торфу, вугілля веде до концентрації урану, германію, ванадію, молібдену, міді, кобальту, нікелю та інших елементів.

Інакше на ґрунтоутворення впливають фульвокислоти та їх солі. Завдяки легкій розчинності вони швидко вимиваються в нижні горизонти ґрунту і навіть за межі ґрунтового профілю. В умовах, де переважає синтез фульвокислот, ґрунти, як правило, бідні на гумус. Крім того, фульвокислоти є агресивними сполуками і здатні руйнувати мінерали ґрунту (карбонати, гідроксиди, алюмосилікати), тобто здійснювати хімічне вивітрювання. Разом із неспецифічними кислотами вони є основним фактором процесу підзолоутворення в ґрунтах тайгово-лісових областей та інших регіонів із гумідним кліматом. Значна кількість фульвокислот синтезується також у ґрунтах, які погано аеруються (провітрюються), наприклад, у важких і перезволожених. За цих умов процеси розкладання органічних решток відбуваються повільно, тут нагромаджується багато нерозкладених органічних решток. Такі ґрунти мають кислу реакцію, що негативно впливає на їх родючість. При наявності в ґрунтах дво- і тривалентних катіонів утворюються фульвати. Фульвокислоти при цьому нейтралізу-

ються і процес підзолювання не проявляється. Таке явище, зокрема, спостерігається на карбонатних породах.

Отже, рівень родючості ґрунту залежить не лише від кількості гумусу, а й від його якості.

Гумус – найважливіший чинник буферності ґрунтів. Він забезпечує стійкість певної реакції середовища за рахунок катіонного обміну на поверхні колоїдних міцел.

В.А.Ковда у своїх працях (1981, 1985) підкреслює загальну планетарну роль ґрунтів як акумуляторів органічної речовини й енергії. Він запропонував гумусний горизонт ґрунтів планети вважати основною енергетичною оболонкою – гумосферою. Підраховано, що у 30-см шарі ґрунту із середнім умістом гумусу (4-6%, 200-400 т/га) накопичують на 1 га стільки енергії, яка дорівнює енергії 20-30 т антрациту.

Енергію органічної речовини ґрунтів для здійснення життєвих процесів використовують мікроорганізми і безхребетні тварини для фіксації азоту та для багатьох інших процесів. Тому підтримання запасів гумусу в ґрунтах – найактуальніша проблема сучасного землеробства. В багатьох регіонах земної кулі вміст гумусу в ґрунтах за останні 30-40 років зменшився на 30%. Гумусні речовини поліпшують фізичні властивості ґрунту. Ґрунти з високим умістом гумусу мають широкий діапазон фізичної стиглості, тобто їх можна обробляти в широкому інтервалі вологості. Такі ґрунти потребують менших затрат на механічний обробіток. За даними *І.В.Кузнецової*, підвищення вмісту гумусу в дерново-підзолистих ґрунтах до 5-6% сприяє підвищенню оструктуреності ґрунту до 50%. Одночасно збільшуються пористість, вологоємкість і ємність вбирання ґрунту.

Велике екологічне значення мають біологічно активні речовини, що входять до складу органічної частини ґрунту. Наукові дослідження багатьох учених свідчать, що окремі компоненти гумусу стимулюють ті чи інші фізіологічні процеси. Так, *О.С.Безухова* (1980) довела, що гумусові речовини стимулюють ріст корневих волосків і кореневої системи в цілому. Ферментативна активність гумусу зумовлює інтенсивність надходження CO_2 в приземний шар атмосфери. Підвищення концентрації CO_2 у повітрі інтенсифікує фотосинтез.

При монокультурі в агроценозі та при інтенсивному сільськогосподарському використанні ґрунтів процеси розкладу й мінералізації гумусу переважають над процесами гуміфікації, тому відбуваються втрати гумусу. «Згоряння» гумусових речовин веде до погіршення агрофізичних властивостей ґрунту, зменшує

його біологічну активність, поглинальну здатність, вміст поживних речовин, тобто зменшує родючість ґрунту. В землеробстві потрібно дбати про накопичення в ґрунті гумусу, багатого на гумінові кислоти. Основними заходами щодо накопичення органічних речовин у ґрунті є внесення органічних добрив (гною, торф'яних компостів, сидератів тощо), культура багаторічних трав – регулярне вирощування в сівозміні бобових або суміші трав забезпечує систематичне накопичення цінних форм гумусових речовин завдяки більшій кількості корневих залишків; боротьба з ерозією; водна меліорація, яка поліпшує водно-повітряний режим, чим створює умови для утворення гумусу; хімічна меліорація, що знижує кислотність ґрунтів і одночасно збагачує їх кальцієм, пригнічуючи синтез фульвокислот, руйнування, вимивання органічних та органо-мінеральних сполук; правильна система обробітку ґрунту, впровадження науково обґрунтованих сівозмін тощо.

Та зауважимо, що навіть в умовах оптимального накопичення гумусу, які складаються на півдні Лісостепу, неправильний обробіток веде до активізації мінералізаційних процесів. До зменшення запасу гумусу веде часте розпушення ґрунту та оранка з використанням по-лицевих плугів. Особливо активно процес відбувається в перші роки розорювання цілинних земель, переделів і ґрунтів, що виведені з-під лісових екосистем. При цьому швидко розкладається активний «молодий» гумус. Так, протягом 5-7 років після розорювання сірих лісових, дерново-підзолистих ґрунтів і буроземів руйнується майже 40% перегною.

Перед сучасним суспільством стоїть завдання: відродити й зберегти оптимальний гумусний стан ґрунтів.

8.7. Географічні та екологічні закономірності розповсюдження гумусових речовин

Уміст гумусних речовин у ґрунтах – характерна генетична й класифікаційна ознака кожного типу ґрунту. Положення про закономірну зміну гумусу в зональних типах ґрунтів залежно від географічних умов уперше сформулював В.В. Докучаєв у праці «Російський чорнозем» (1883). У наш час для кожного зонального типу ґрунту встановлено стабільний уміст гумусу у верхньому горизонті та стабільний тип розподілу його запасів по горизонтах профілю. Доведено також, що кожний тип ґрунту має певний якісний склад гумусу, відносний уміст гумінових і фульвокислот, будову їх молекул, форми органо-мінеральних зв'язків тощо (табл. 3).

З наведених даних видно, що максимально гумус накопичується у глибоких і звичайних чорноземах. Тут склались

найсприятливіші гідротермічні й біохімічні умови, які забезпечили високу продуктивність біологічної маси, помірну активність мікроорганізмів, консервацію й збереження гумусу в ґрунтах. До речі, саме в чорноземах середній час життя молекул гумусових кислот найбільший і оцінюється 1000-3000 років.

Таблиця 3.
Вміст і склад гумусу у верхньому горизонті зональних типів ґрунтів (за М.М.Коновою, 1969)

Ґрунти	Гумус, %	Сгк:Сфк	Запаси в 0-20 см шарі, т/га	Гумусовий профіль
Підзолисті	2,5-4,0	0,6-0,8	53	Регресивно-акумулятивний або елювіальний
Сірі лісові	4,0-6,0	1,0	109	Регресивно-акумулятивний
Чорноземи	7,0-10,0	1,5-2,5	224	Рівномірно або прогресивно-акумулятивний
Каштанові	1,5-4,0	1,2-1,5	99	Рівномірно-акумулятивний
Бурі напівпустельні	1,0-1,2	0,7	25	Рівномірно-акумулятивний
Сіроземи	0,8-1,0	0,7	37	Рівномірно-акумулятивний
Червоноземи	4,0-6,0	0,6-0,8	153	Регресивно-акумулятивний

На північ і на південь від чорноземної зони поєднання гідротермічних і біохімічних умов несприятливе для синтезу й накопичення гумусу. В умовах посушливого клімату (сухі степи, напівпустелі й пустелі) біологічна продуктивність рослинних угруповань незначна, а рештки відмерлих рослин швидко розкладаються до повної мінералізації. На північ від чорноземів в умовах тайгово-лісової зони переважає синтез фульвокислот, які легко вимиваються атмосферними опадами в нижні горизонти, а також є агентом опідзолення ґрунтів.

Контрольні питання

1. Назвіть головні групи органічних речовин у ґрунті.
2. Дайте характеристику джерел гумусу в ґрунті.
3. Коротко охарактеризуйте процеси перетворення органічних залишків у гумус.
4. Порівняйте характерні особливості складових частин гумусу ґрунту.
5. Охарактеризуйте органо-мінеральні сполуки ґрунту.
6. Визначте поняття «груповий та фракційний склад гумусу».
7. Опишіть роль гумусу в ґрунтах та способи регулювання його вмісту.

8. Дайте характеристику географічним закономірностям розповсюдження гумусових речовин в ґрунтах.

9. Охарактеризуйте екологічне значення гумусу.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.
3. Польшина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
4. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк., 1988.
6. Ніколайчук В.І., Білик П.П. Ґрунтознавство. Частина 1. Утворення, склад, загальні властивості ґрунтів. Ужгород, Патент, 2000.- 238с.
7. Чорний І.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К.: Вища шк., 1995.

Додаткова

8. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
9. Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР. – М.: Колос, 1972.
10. Зонн СВ., Травлаев А.П. Географо-генетический аспекты почвообразования, эволюции и охраны почв. – К.: Наукова думка, 1986.
11. Канівець В.І. Життя ґрунту. – К.: Аграрна наука, 2001.

ЛЕКЦІЯ 9.

Ґрунтові колоїди та поглинальна здатність ґрунту. Склад ґрунтових колоїдів та їх головні ознаки. Фізичний стан ґрунтових колоїдів. Природа та види поглинальної здатності ґрунтів. Ґрунтовий поглинальний комплекс та його характеристики. Екологічне значення поглинальної здатності

9.1. Склад ґрунтових колоїдів та їх головні ознаки

О.Н.Соколовський (на фото) – батько українського ґрунтознавства, засновник і перший директор Науково-дослідного інституту ґрунтознавства та агрохімії (тепер національний науковий центр «Інститут ґрунтознавства та агрохімії ім. О.Н.Соколовського»), автор першого підручника українською мовою «Курс сільськогосподарського ґрунтознавства» (1934) і «Сельскохозяйственное почвоведение» (1956). Досліджуючи склад і властивості гумусу, він дійшов висновку: «яким би не був хімічний склад гумусу, головна його властивість – колоїдність». Тому його підручник починається розділом «Колоїди ґрунту, їх динаміка і зв'язані з ними явища». **О.Н.Соколовський** поділив гумус ґрунтів на дві групи: активний і пасивний. Зразок ґрунту оброблявся 0,1н розчином NaCl; гумус, який перейшов після обробки до розчину, він назвав активним – ця фракція гумусу може рухатися по профілю, покривати структурні відокремлення тоненькою плівкою тощо. Та частина гумусу, яка не переходить (не пептизується) до розчину навіть після дії натрію (розчину NaCl) на ґрунтовий зразок, називається пасивною. Останній вид гумусу має важливе значення для утворення агрономічно-цінної структури з розміром агрегатів від 0,25 мм до 7-10 мм. Особлива його здатність – забезпечення водостійкості структури, тобто здатності не руйнуватися під дією дощової води. Отже, О.Н.Соколовський обґрунтував роль і значення у ґрунтоутворюючих процесах активного і пасивного гумусу або активних і пасивних колоїдів у житті ґрунту.

Дослідженням поглинальної здатності ґрунтів активно займався **К.К.Гедройц**, який розв'язував цю проблему впродовж 1908-1932 рр.

Результати досліджень були опубліковані в науковій праці «Вчення про поглинальну здатність ґрунтів» (1922); поряд із механічною, хімічною, фізичною і біологічною поглинальними здатностями ґрунтів він виділив найголовнішу – **фізико-хімічну**, яка зв'язана з властивостями ґрунтових колоїдів і залежить від їх речовинного складу.

Ґрунт – полідисперсна система, а його найдрібніші частинки

(розміром менші за 0,0001 мм) називаються ґрунтовими колоїдами. Цей термін уведений англійським ученим **Томасом Гремом**. Утворюються колоїди шляхом диспергації крупних часток або конденсації молекул в агрегати. На основі досліджень К.К.Гедройца й О.Н.Соколовського можна визначити речовинний склад ґрунтових колоїдів: він може бути **органічним, мінеральним і органо-мінеральним**.

Органічні колоїди – гумус, до складу якого входять фульвокислоти, гумінові кислоти та їх солі типу хелатів (внутрішньо-комплексні сполуки), з ними ми в певній мірі вже познайомились при вивченні гумусу. **Мінеральні** – це глинисті мінерали, колоїдні форми SiO_2 , гідроксиди алюмінію, заліза та кремнієвої кислоти. **Органо-мінеральні** колоїди утворилися внаслідок з'єднання гумусових кислот із глинистими мінералами. Склад і кількісне співвідношення мінеральних, органічних і органо-мінеральних колоїдів у ґрунті залежить від характеру ґрунтоутворюючих порід і типу ґрунтоутворення.

Колоїди – це двофазна система, яка складається з дисперсної фази (колоїдні частинки) та дисперсного середовища (ґрунтовий розчин).

Г.Вігнер запропонував колоїдну частинку назвати *колоїдною міцелою*. Узагальнена схема будови колоїдної міцели, якій для наочності надана кулеподібна форма, наведена на рисунку 1. Основу колоїдної міцели складає *ядро*. Природа ядра визначає поведінку ґрунтових колоїдів. Ядро колоїдної міцели являє собою складну сполуку аморфної або кристалічної будови різного хімічного складу. На поверхні ядра розміщується шар міцно утримуваних іонів із зарядом – шар *потенціал-визначаючих іонів*. Ядро міцели разом із шаром потенціал-визначаючих іонів має назву *гранули*. Між гранулою й розчином, який оточує колоїд, виникає термодинамічний *потенціал*. Під його впливом із розчину притягуються іони протилежного знака (*компенсуючі іони*). Навколо ядра колоїдної міцели утворюється *подвійний електричний шар*, який складається із шару потенціал-визначаючих іонів і шару компенсуючих іонів. Компенсуючі іони розміщуються навколо гранули двома шарами: один – нерухомий шар, який міцно утримується електростатичними силами потенціал-визначаючих іонів; зовнішній – дифузний шар, який утримується значно меншими силами, і тому може замінюватись іншими катіонами, зумовляючи цим фізико-хімічну (обмінну) поглинальну здатність ґрунтів. Гранула разом із нерухомим шаром компенсуючих іонів називається колоїдною частинкою. Між колоїдною частинкою й оточуючим розчином виникає *електрокінетичний потенціал* (дзета-потенціал). Під його впливом знаходиться другий (дифузний) шар компенсуючих іонів, які мають здатність до еквівалентного обміну на іони того самого

знака заряду з оточуючого розчину.

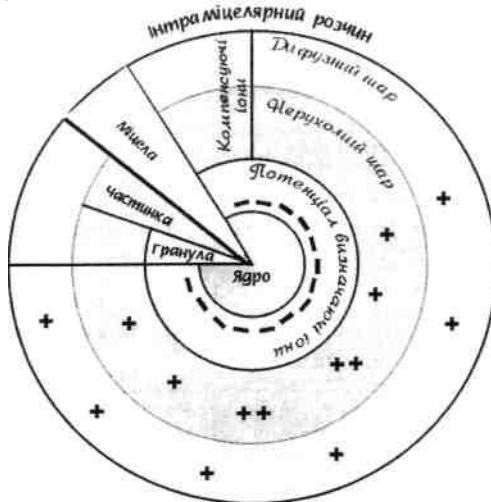
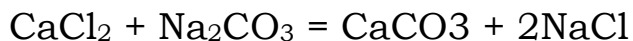


Рис. 1. Схема будови колоїдної міцели (за М.І.Горбуновим)

Колоїдна міцела електрично нейтральна. Головна маса її належить гранулі, тому заряд останньої розглядається як заряд усього колоїду. Поява заряду може відбуватись двома шляхами: шляхом адсорбції іонів з оточуючого середовища чи шляхом віддисоціації іонів молекулами самої частинки.

Як протікає адсорбція іонів на поверхні колоїдної частинки і чому це явище має місце в ґрунтах? Поверхневі іони твердих частинок відрізняються від іонів, що знаходяться всередині частинки: якщо у останніх валентності абсолютно насичені зв'язками з оточуючими їх у кристалічній решітці іонами протилежного знака, то в іонів, що на поверхні, валентності насичені не повністю. За рахунок цих ненасичених валентностей з оточуючого частинку розчину притягуються до поверхні такі іони, що можуть добудувати кристалічну решітку.

Спробуємо уявити утворення важкорозчинної солі CaCO_3 при взаємодії розчинів CaCl_2 та Na_2CO_3 :



Завдяки своїй низькій розчинності карбонат кальцію випадає з розчину в осад, молекули зближуються і формують кристалічну решітку. Ріст кристалів зупиняється із закінченням реакції. Якщо на цей момент у розчині залишиться в надлишку один з компонентів реакції, наприклад CaCl_2 , то іони CO_3^{2-} на поверхні кристалів притягуватимуть до себе іони Ca^{2+} з розчину. При цьому кожний притягнутий іон Ca^{2+} витратить на зв'язок з поверхнею лише частину своєї валентності; інша залишається вільною і надає поверхні кристалика позитивний заряд. Частина оточується позитивно зарядженою іонною оболонкою. У цей же час еквівалентна (до адсорбованих іонів Ca^{2+}) кількість

іонів Cl електростатично притягується до поверхні частинки, утворюючи при цьому другу іонну оболонку. Цим формується зовнішній дифузний шар з негативно заряджених іонів.

Якщо в розчині, що оточує частинку, в надлишку не CaCl_2 , а Na_2CO_3 , то добудова кристалічної решітки здійснюватиметься за рахунок адсорбції поверхневими іонами Ca^{2+} іонів CO_3^{2-} з розчину. Як наслідок, частинка буде оточена негативно зарядженим адсорбційним шаром, а зовнішній дифузний шар складуть позитивно заряджені іони Na^+ . Аналогічним чином виникає заряд і в таких ґрунтових колоїдах, як $\text{Fe}(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ та $\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Інший шлях появи заряду пов'язаний з дисоціацією молекул самої частинки. Наприклад, гумінова кислота, віддисоційовуючи H^+ своїх карбоксильних груп набуває негативного заряду (за рахунок залишку $-\text{COO}^-$), а іони H^+ утворюють навколо частинки зовнішній дифузний шар. Аналогічно виникає негативний заряд на поверхні частинок кремнієвої кислоти, яка також віддисоційовує H^+ -іон.

Колоїди, які у потенціал-визначаючому шарі мають негативно заряджені іони й H^+ – іони в дифузному шарі, що дисоціюють у розчин, називаються ацидоїдами (кислотоподібними).

До таких колоїдів можна віднести розглянуті нами кремнекислоту і гумінову кислоту, а також мінерали групи монтморилоніту.

Колоїди, які мають у потенціал-визначаючому шарі позитивно заряджені іони і відщеплюють у розчин іони OH^- , називаються базойдами (лугоподібними).

До них відносяться гідрати оксидів заліза та алюмінію. Проте колоїди гідроксидів заліза, алюмінію, а також протеїну залежно від реакції середовища ведуть себе то як кислота (ацидоїди), то як основа (базойди).

Колоїди з такою подвійною функцією називаються амфотерними, або амфолітоїдами.

Так, в умовах кислої реакції середовища висока концентрація у розчині водневих іонів пригнічує дисоціацію алюмінію й H^+ -іонів і робить можливим дисоціацію у розчин OH^- -іонів. При лужній реакції гідроксид алюмінію веде себе як кислота й заряд колоїду стає негативним. З підкисленням реакції середовища посилюється базойдна дисоціація амфотерних колоїдів, із підлугуванням – ацидоїдна. При деякому значенні рН, яке називається ізоелектричною точкою, або ізоелектричним рН, колоїд посилає в оточуючий його розчин однакову кількість катіонів і аніонів, перетворюючись на електрично нейтральний (рис. 2).

З огляду на той факт, що в едафотопях бореального та суббореального поясів (а відповідно і в ґрунтах України) більшість колоїдів представлені гелями гумусових кислот та кремнезему, ґрунтовий колоїдний комплекс носитиме заряд мінус і мова

йтиме про домінування процесів обміну катіонів.

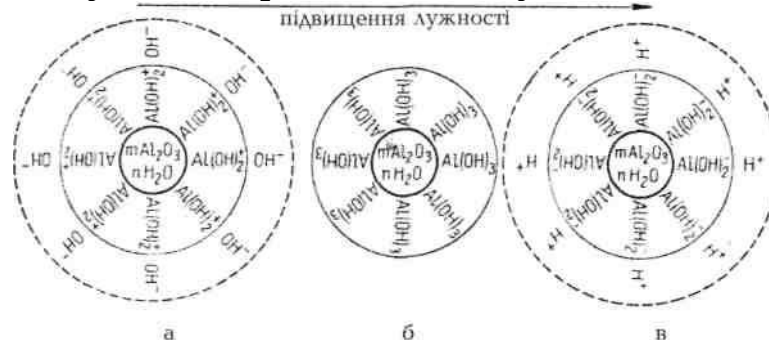


Рис.2. Характер дисоціації $Al(OH)_3$, залежно від реакції середовища (за Ремезовим): а – колоїд електропозитивний, містить обмінні аніони, б – колоїд електронейтральний, не містить обмінних іонів, в – колоїд електронегативний, містить обмінні катіони

Виникнення заряду у різних колоїдів пов'язане з особливостями їх хімічного складу й структури. Негативний заряд набувають колоїди за рахунок розриву зв'язків і облому пакетів глинистих мінералів, оксидів і гідроксидів заліза та вивільнення валентностей крайових іонів кисню; при ізоморфному заміщенні в кремній-кисневих тетраедрах мінералів чотирьохвалентного кремнію трьохвалентним алюмінієм, алюмінію – двовалентним катіонами (залізом, магнієм) (рис. 3).

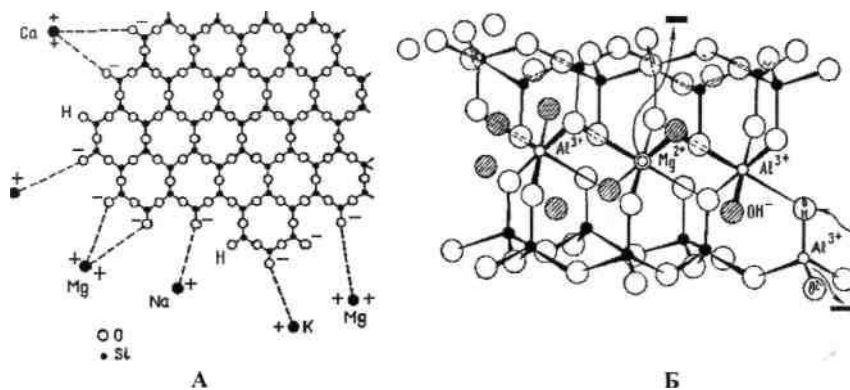


Рис.3. Виникнення заряду за рахунок вільних катіонів по краях монтморилоніту (А) та появи вільних зарядів при ізоморфному заміщенні катіонів (Б)

Ґрунтові колоїди характеризуються такими властивостями:

1. Ґрунтові колоїдні системи – дисперсні й гетерогенні; це означає, що в Ґрунтовому розчині (який називають дисперсним середовищем) рівномірно розподілені тверді частинки глини, гумусу та інших колоїдів (дисперсна фаза). «Дисперсний» походить від слова «розсіяний». Відомо, що розчини є однофазними (гомогенними) й багатofазними (гетерогенними). Система, яка містить частинки у вигляді молекул або іонів, –

однофазна, тому всі молекулярно-іонні розчини відносять до гомогенних однофазних систем, або до істинних розчинів. Дисперсна система, у якій частинки дисперсної фази складаються з великої кількості молекул, є гетерогенною системою. Як приклад гетерогенних дисперсних систем можна навести завис глини у воді, емульсію масла у воді. Хіба тепер виникатиме заперечення тому, що ґрунт – складна дисперсна гетерогенна система?

2. Між частинками гумусових речовин, глини й водою є поверхня поділу, яка володіє визначеним запасом вільної поверхневої енергії. Це дуже суттєва ознака ґрунтових колоїдів. Цією ознакою гетерогенні системи відрізняються від гомогенних (істинних), у яких поверхня поділу відсутня. Поверхнева енергія може переходити в інші форми: хімічну, теплову тощо.

Змочування розпилених речовин крохмалю, чорнозему, глини, торфового порошку призводить до підвищення їх температури – тепло, що виділяється при цьому, називають теплотою змочування. З піском цього ефекту не відбувається. Теплота змочування – показник величини загальної поверхні й ступеня її гідрофільності. Чим більш дисперсний ґрунт, тим більше виділиться теплоти змочування. Щоб пересвідчитись у цьому, варто лише вийти після літнього дощу і пройтись босоніж по польовій дорозі та її узбіччю, на якому поверхневі частинки менш дисперсні (крупніші), а потім порівняти відчуття. Дорога тепліша.

Поверхнева енергія прискорює хімічні реакції, тобто виявляє каталітичну дію. Наприклад, маємо три пробірки: у першій міститься чорнозем, у другій – бурувато-підзолистий ґрунт, у третій – пісок. Додаємо у кожен з них пероксид водню. У перших двох спостерігається активне кипіння – виділяється молекулярний кисень, а у третій цього не буде, бо відсутня поверхнева енергія.

3. Колоїдні частинки мають велику загальну й питому поверхню. При збільшенні дисперсності частинок у ґрунті підвищується їх хімічна активність. Вона зв'язана зі збільшенням поверхневої енергії.

4. Колоїдні розчини здатні розсіювати світлові промені, створювати опалесценцію. Оскільки довжина хвилі променів менша, ніж розмір колоїдних частинок, вони утворюють конус Тіндала. Дифузія частинок у колоїдних розчинах відбувається дуже повільно. Це свідчить, що колоїдні частинки мають великі розміри в порівнянні з істинними іонними або молекулярними розчинами.

5. Колоїдні розчини здатні до діалізу, тобто до їх очищення від низькомолекулярних, іонних домішок. Це робиться за

допомогою напівпроникної мембрани (пергаментний папір, колодій), через яку не проникають колоїдні частинки, а проходять тільки іони й молекули. Для прискорення цього процесу використовують електрофорез.

6. Колоїдні розчини під дією електролітів коагулюють, тобто проходить розділення, відокремлення дисперсного середовища від дисперсної фази, яка випадає в осад. Колоїдні частинки переходять із золю в гель, гублять заряд, склеюються в агрегати. Цим вони відрізняються від істинних гомогенних систем.

7. Колоїдні частинки мають заряд: позитивний або негативний. Для визначення знака заряду колоїдних частинок використовують електрофорез. Для цього наливають колоїдний розчин у U-подібну посудину. Вставляють в отвори електроди і з'єднують із постійним джерелом електричного струму. Колоїдні розчини гумусу, глини будуть мати біля анода темний розчин, а біля катода прозорий. Тому ці колоїди мають від'ємний заряд, їх гранула заряджена негативно. Навпаки, колоїдні розчини Al_2O_3 і Fe_2O_3 будуть мати біля катода непрозорий розчин, а біля анода – прозорий. Заряд їх гранул – позитивний. Стійкість колоїдної системи до зміни стану залежить від ступеня дисперсності частинок, яка виражається площею їх загальної поверхні в одиниці маси (1 г). Крім того, залежить від ступеня гідратації самої колоїдної системи і катіонів, що містяться в ній, зокрема. Не менш важливим чинником є величина електрокінетичного потенціалу.

9.2. Фізичний стан ґрунтових колоїдів

Колоїди у ґрунті знаходяться у формі гелів. У них колоїдні частинки зчіплюються між собою й утворюють структурну сітку, у вічках якої утримується вода. Частинки у цьому випадку не відокремлені водною фазою.

У вологому ґрунті невелика кількість колоїдів може знаходитися у стані золю (частинки, відокремлені водною фазою). Відокремлене існування колоїдних частинок у стані золю пов'язано з наявністю електрокінетичного потенціалу – однаково заряджені колоїдні частинки відштовхуються одна від одної, знаходяться у стані золю і не утворюють осаду, а також із наявністю водної (гідратної) оболонки на поверхні частинок.

При зниженні електрокінетичного потенціалу й зменшенні заряду частинок різнойменно заряджені колоїди, які стикаються один з одним при хаотичному русі, склеюються, збільшуються у розмірах і випадають в осад.

Процес з'єднання колоїдних частинок і утворення із золю гелю називається **коагуляцією**, подальше осадження – **седи-ментацією**. Перехід колоїду зі стану гелю в стан золю називається **пептизацією**.

Колоїди, які можуть переходити із золю в гель і навпаки, називаються **зворотними**. У ґрунті знаходиться багато колоїдів, які важко переходять до стану золю, вони складають групу **незворотних** колоїдів.

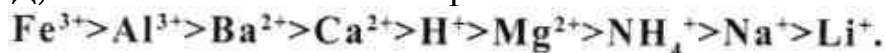
Взаємодії й з'єднанню колоїдних частинок заважають водні плівки, які утримуються на поверхні частинок і якими покриті катіони. За кількістю води, яка утримується колоїдами, вони поділяються на гідрофільні й гідрофобні. **Гідрофільні** колоїди дуже гідратовані і важче коагулюють. До них належать деякі органічні речовини, які зустрічаються у ґрунтах, мінерали монтморилонітової групи. **Гідрофобні** колоїди вміщують невелику кількість води. Це гідроксид заліза, мінерали каолінітової групи. Поділ колоїдів на гідрофільні й гідрофобні трохи умовний, тому що при подрібненні твердих частинок (колоїдних) ступінь гідратації їх збільшується.

Фізичний стан колоїдів залежить також від складу поглинутих катіонів. Чим більша валентність поглинутих іонів, більший їх заряд, тим меншою буде дисоціація їх колоїдних частинок, меншим електрокінетичний потенціал, тим скоріше йде процес коагуляції.

Колоїди, насичені одновалентними катіонами, знаходяться, як правило, у стані золю, при заміні одновалентних катіонів дво- і тривалентними вони переходить у гель. Насичення ґрунтового поглинального комплексу натрієм викликає утворення золю, розпилення ґрунту, збільшення заряду ґрунтових колоїдів та їх гідратацію. Заміщення натрію кальцієм сприяє коагуляції й утворенню водостійкої структури.

За причинами, що викликають коагуляцію колоїдів, виділяють такі її види:

1. **Електролітична** – відбувається під дією підвищених концентрацій легкорозчинних солей, іони яких несуть протилежний до колоїду заряд. Коагуляція йде тоді, коли концентрація електролітів перевищує **поріг коагуляції** – ту мінімальну концентрацію, при якій починається осідання. К.К.Гедройц розмістив усі катіони за їх коагулюючою здатністю в ряд, який він назвав ліотропним:



Тобто коагуляційна сила електролітів залежить від валентності й атомної маси іона.

2. **Взаємна** – відбувається при взаємодії двох колоїдних часток, які мають протилежні заряди (наприклад, взаємна коагуляція відбувається при взаємодії колоїдів гумусу і гідроксиду алюмінію, які мають різні заряди).

3. **Фізична** – під впливом зміни реакції середовища,

склеювання поверхні речовин (адгезія), висушування, старіння колоїдів.

9.3. Природа та види поглинальної здатності ґрунтів

На початку XIX ст. італійці Ламбрушіні й Герцері провели дослідження з поглинання ґрунтом поживних елементів із розчину, а також забарвлених і пахучих речовин. Пізніше Гекстебль і Томсон виявили поглинання ґрунтом аміачних та інших солей, яке супроводжувалося переходом у розчин кальцію. Це були передумови для ґрунтовних досліджень англійця Уея. Він довів, що при пропусканні через ґрунт солей калію й амонію ці основи поглинаються, а кислотні залишки залишаються в розчині, з'єднуючись з еквівалентною кількістю кальцію. Поглинальною здатністю володіє перегній і особливі мінеральні сполуки цеоліти – розчинені в соляній кислоті силікати.

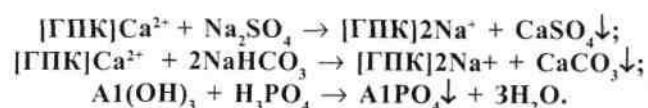
Пізніше *К.К. Гедройц* провів свої фундаментальні дослідження, на основі яких опублікував «Вчення про поглинальну здатність ґрунтів» (1922) і «Ґрунтовий поглинальний комплекс і ґрунтові ввібрані катіони, як основа генетичної класифікації ґрунтів» (1925). Крім того, вчення про поглинальну здатність ґрунтів додатково розроблено у наукових працях *Г.Вігнера*, *С.Маттсона*, *М.І.Горбунова*, *О.Н.Соколовського*.

Поглинальною здатністю ґрунту називається його властивість обмінно чи необмінно поглинати різні тверді, рідкі й газоподібні речовини або збільшувати їх концентрацію на поверхні ґрунтових колоїдних частинок.

К.К.Гедройц виділив п'ять її видів:

1. **Механічна поглинальна здатність** – це властивість ґрунтів поглинати тверді частинки, що надходять із водним або повітряним потоком, розміри яких перевищують розміри ґрунтових пор. Вода при цьому очищається від завису, що дозволяє використати ґрунт для очищення питних і стічних вод. При будівництві зрошувальних систем властивість ґрунтів поглинати тверді частинки використовується для замулювання дна і стінок каналів із метою зменшення фільтрації (кольматаж каналів, водосховищ).

2. **Хімічна поглинальна здатність** – зумовлена утворенням внаслідок проходження хімічних реакцій у ґрунті важкорозчинних сполук, які випадають із розчину в осад. Катіони і аніони, які надійшли до ґрунту з атмосферними, поливними і ґрунтовими водами, утворюють із солями ґрунтового розчину нерозчинні або важкорозчинні сполуки:



3. **Біологічне поглинання** спричиняється здатністю живих

організмів (корені рослин, мікроорганізми), які живуть у ґрунті, поглинати різні елементи. Живі організми володіють вибірковою здатністю до елементів живлення.

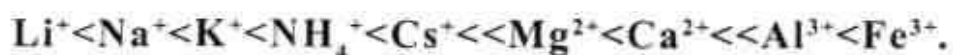
4. **Фізична поглинальна здатність** – здатність ґрунту збільшувати концентрацію молекул різних речовин на поверхні тонкодисперсних частинок. Поверхнева енергія таких частинок виникає на границі дотику дисперсної фази з дисперсним середовищем і прагне до скорочення. Це реалізується шляхом: а) скорочення поверхні збільшених частинок або б) зменшення поверхневого натягу внаслідок адсорбції на поверхні частинок деяких речовин. Речовини, які знижують поверхневий натяг, називаються поверхнево-активними (органічні кислоти, алкалоїди, велика кількість високомолекулярних сполук). Вони притягуються до поверхні тонкодисперсних частинок, тобто виявляють позитивну адсорбцію. Багато мінеральних солей, кислот, лугів підвищують поверхневий натяг води, викликаючи явище від'ємної адсорбції, при якій концентрація цих речовин зменшується з наближенням до поверхні частинки.

5. **Фізико-хімічна, або обмінна поглинальна здатність** – здатність ґрунту поглинати і обмінювати іони, що знаходяться на поверхні колоїдних частинок, на еквівалентну кількість іонів розчину, що взаємодіє з твердою фазою ґрунту. Ця властивість ґрунту зумовлена наявністю у його складі так званого ґрунтового поглинального комплексу (ГПК), зв'язаного з ґрунтовими колоїдами.

Головним механізмом фізико-хімічної, або обмінної поглинальної здатності ґрунтів є процеси сорбції. Обмінна сорбція катіонів – це здатність катіонів дифузного шару ґрунтових колоїдів обмінюватися на еквівалентну кількість катіонів навколишнього розчину. Обмінними катіонами у ґрунті звичайно є: Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} , Na^{+} , Al^{3+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , H^{+} . Головні закономірності сорбції катіонів:

1) еквівалентність обміну між поглинутими катіонами та катіонами взаємодіючого розчину.

2) енергія поглинання катіонів у ряді різновалентних іонів збільшується з підвищенням валентності іона:



Під енергією поглинання розуміють відносну кількість поглинання катіонів ґрунтами при одній і тій самій концентрації в розчині.

3) енергія поглинання визначається радіусом не гідратованого іона: чим менший радіус, тим слабше зв'язується іон. Це пояснюється більшою щільністю заряду, а значить, і більшою гідратованістю іона. Гідратні оболонки зменшують їх

чутливість до електростатичного тяжіння.

Усередині рядів іонів однієї валентності енергія поглинання збільшується з підвищенням атомної маси та атомного номера.

Ґрунти здатні сорбувати також і аніони. **Сорбція аніонів** залежить від заряду, будови і хімічних властивостей ґрунтового поглинального комплексу. Сорбція аніонів викликається позитивним зарядом колоїдних часток гідроксидів заліза, алюмінію. За здатністю сорбуватись на ґрунтових частинках аніони розміщуються так:



При збільшенні в ґрунтовому поглинальному комплексі алюмінію, заліза і в присутності відколів ґрунтових мінералів, при зниженні рН середовища сорбція аніонів збільшується.

Аніони Cl^- і NO_3^- практично не поглинаються ґрунтом. У поглинанні аніонів велику роль відіграють процеси солеутворення. При взаємодії розчинних солей утворюються нові нерозчинні у воді солі (сульфати, карбонати, фосфати), які переходять у тверду фазу. Так поглинаються ґрунтом іони H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} , PO_4^{3-} . Та механізм поглинання ґрунтом фосфат-іонів складний і різноманітний.

9.4. Ґрунтовий поглинальний комплекс та його характеристики

Обмінна поглинальна здатність ґрунту зумовлена наявністю у ньому ґрунтового поглинального комплексу (ГПК).

ГПК – це сукупність мінеральних, органічних і органо-мінеральних сполук високого ступеня дисперсності, нерозчинних у воді і здатних поглинати й обмінювати поглинуті іони.

Ґрунт належить до гетерогенних полідисперсних утворень, для яких колоїдний стан речовини має велике значення. Поглинальною здатністю володіють як колоїдні частинки, так і передколоїдна фракція. Діаметр частинок 1 мкм являє собою границю, яка відокремлює механічні елементи з різко вираженою поглинальною здатністю.

Загальна кількість усіх поглинутих (обмінних) катіонів, які можуть бути витіснені з ґрунту, називається **ємністю поглинання (ЄП)**, або **ємністю катіонного обміну (ЄКО)**.

Останнє поняття було введено *К.К.Гедройцем*. Виражається ємність катіонного обміну у міліграм-еквівалентах на 100 г ґрунту (мг-екв/100 г ґрунту). Залежить від вмісту в ґрунті колоїдної і перед-колоїдної фракцій, будови їх поверхні, природи ґрунтового поглинального комплексу, реакції середовища: а) при збільшенні ступеня дисперсності частинок ємність поглинання підвищується; б) органічна частина володіє значно біль-

шою ємністю поглинання, ніж мінеральна; в) монтморилонітова група глин володіє дуже високою ємністю поглинання; г) з підвищенням рН збільшується ємність поглинання.

Ємність поглинання ґрунтів коливається від 5-10 до 50-60 мг-екв/100 г ґрунту, залежить від його гранскладу, рН, вмісту гумусу (тобто вмісту колоїдів), мінералогічного складу.

Сума ввібраних основ (СВО) – вміст в ГПК лужних та лужноземельних іонів (Ca, Mg, Na, K), в мг – екв/100 г ґрунту.

Крім цих катіонів, до складу ГПК можуть входити також Н і Al, але до ввібраних основ вони не відносяться, оскільки викликають формування кислотності ґрунтів.

Ступінь насиченості основами (СНО) – це процентний вміст у ГПК ввібраних основ:

$$\text{СНО (\%)} = \frac{\text{СВО} \cdot 100}{\text{ЄКО}}$$

Питома поверхня (м кв/г) колоїдів гумусного горизонту різних суглинкових ґрунтів складає: дерново-підзолистих – 29; сірих лісових – 33; чорноземів – 48.

9.5. Екологічне значення поглинальної здатності

Поглинальна здатність ґрунту – одна з найважливіших його властивостей, яка в основному визначає родючість ґрунту і характер ґрунтоутворення. Вона забезпечує і регулює поживний режим ґрунтів, сприяє накопиченню багатьох елементів живлення рослин, регулює реакцію ґрунту, його водно-фізичні властивості (табл. 4).

Таблиця 4.

Склад обмінних катіонів та ємність поглинання основних типів ґрунтів

Тип ґрунту	Характерні обмінні катіони	Ємність поглинання, мг-екв на 100 г ґрунту
Дерново-підзолисті	Ca, H>Mg	10-30
Сірі лісові	Ca>Mg>H	20-40
Чорноземи	Ca>Mg	40-60
Каштанові	Ca>Mg>Na	15-30
Сіро-бурі пустельні	Ca>Mg, Na, K	10-20
Червоноземи	H>Mg>Ca	10-18

Реакція насичених кальцієм ґрунтів близька до нейтральної; колоїди знаходяться у стані незворотних гелів і не піддаються пептизації при надлишку вологи, ґрунти добре оструктурені, мають сприятливі фізичні властивості. Чорноземи є прикладом таких ґрунтів. Ґрунти, у складі обмінних катіонів яких є в значних кількостях іони натрію, мають лужну реакцію, що негативно впливає на водно-фізичні властивості: підвищену щільність, погану водопроникність, слабку водовіддачу, низьку

доступність ґрунтової вологи рослинам (солонці, солонцюваті ґрунти). При наявності у ґрунтовому поглинальному комплексі у складі обмінних катіонів значної кількості H^+ і Al^{3+} колоїди легко руйнуються в результаті кислотного гідролізу, ґрунти погано оструктурені (підзолисті ґрунти).

Поглиналину здатність ґрунтів можна регулювати внесенням органічних добрив, глини, торфу, вапнуванням, гіпсуванням, травосіянням тощо. Обмінна поглинальна здатність широко використовується при хімічній меліорації ґрунтів.

Контрольні питання

1. Визначте поняття «ґрунтові колоїди», опишіть їх речовинний склад, будову колоїдної міцели.
2. Охарактеризуйте основні властивості ґрунтових колоїдів.
3. Охарактеризуйте можливі фізичні стани ґрунтових колоїдів, шляхи переходу з одного стану в інший (пептизацію та коагуляцію).
4. Поняття про поглинальну здатність ґрунтів, її види.
5. Визначте поняття «ґрунтовий поглинальний комплекс», опишіть його основні характеристики.
6. Обґрунтуйте екологічне значення поглинальної здатності ґрунтів.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.
3. Польшина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
4. Кононова М.М. Органическое вещество почвы. – М.: Изд-во АН СССР, 1963.
5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк., 1988.
6. Ніколайчук В.І., Білик П.П. Ґрунтознавство. Частина 1. Утворення, склад, загальні властивості ґрунтів. Ужгород, Патент, 2000.- 238с.
7. Чорний І.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К.: Вища шк., 1995.

Додаткова

8. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
9. Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР. – М.: Колос, 1972.

10. Зонн СВ., Травлеев А.П. Географо-генетический аспекты почвообразования, эволюции и охраны почв. – К.: Наукова думка, 1986.
11. Канівець В.І. Життя ґрунту. – К.: Аграрна наука, 2001.

ЛЕКЦІЯ 10.

**Рідка та газова фази ґрунту. Стан і форми води в ґрунтах.
Водно-фізичні властивості ґрунту. Ґрунтовий розчин.
Кислотність ґрунтів, її форми. Лужність ґрунтів та її
форми. Окисно-відновний режим ґрунтів.
Ґрунтове повітря**

10. РІДКА ТА ГАЗОВА ФАЗИ ҐРУНТУ

Вода в природі виконує дві функції: забезпечує багато фізичних і хімічних процесів; є потужною транспортною геохімічною системою, яка сприяє переміщенню речовин у просторі. У житті ґрунту вода виконує 6 функцій: вона є одним із факторів ґрунтоутворення й процесів вивітрювання мінералів; гумусоутворення; хімічні реакції відбуваються тільки у водному середовищі; під впливом води проходить формування ґрунтового профілю; регулювання температури ґрунту відбувається за допомогою води; вона є одним із факторів життя рослин та організмів, а також родючості ґрунтів.

10.1. Стан і форми води в ґрунтах

Стан води в ґрунті, закони її переміщення та доступності для рослин, водоспоживання рослинами, водно-фізичні властивості та водний режим ґрунтів вивчали *Г.М.Висоцький (1899), О.А.Роде (1965), Н.А. Качинський (1970)* та інші. Вода в ґрунті розміщується в порах і обволікає тверді його частинки.

Порції ґрунтової води, які мають однакові властивості, називаються **формами води**.

Загальна кількість води в ґрунті в даний момент, виражена в% по відношенню до абсолютно сухої наважки, називається його вологістю. Вологість ґрунту вираховується за формулою:

$$W = \frac{m_{\text{вод.}}}{c} \cdot 100, \%$$

де $m_{\text{вод.}}$ – маса води, г; c – маса абсолютно сухого ґрунту, г.

Вологість ґрунту – дуже динамічна величина, що залежить від кількості опадів і температури; при цих рівних умовах – від гранскладу й гумусованості ґрунту. Головним джерелом вологи в ґрунті є опади.

Вода в ґрунті зазнає впливу різноманітних сил, з допомогою яких вона пересувається або затримується. Головними силами, які діють на ґрунтову воду, є сорбційні, меніскові та гравітаційні. **Сорбційні** сили виникають завдяки специфічній будові молекули води. Вона складається з диполів, які являють собою тіла з

полюсами. Вони несуть заряди протилежного знака, які мають властивість асоціюватись один з одним, притягуватись іонами та колоїдними частинками: явище притягування диполів води іонами та ґрунтовими частинками називається **гідратацією**. Вона виявляється в утворенні гідратної оболонки навколо іонів і колоїдних частинок.

Меніскові (капілярні) сили зумовлюються поверхневим натягом води. На її поверхні утворюється вільна енергія через односторонній напрямок дії на молекули поверхневого шару. Наявність вільної енергії викликає прагнення до максимального зменшення поверхні рідини. Так як вода добре змочує більшість тіл, біля стінок посудини (особливо малого діаметру) виникає викривлення поверхні води і утворюється меніск. Викривлення поверхні веде до зменшення поверхневого тиску, з чим і пов'язане явище капілярного підняття води. Висота капілярного підняття описується формулою Жюрена:

$$H = \frac{2\alpha}{rgd} = \frac{0.15}{r}, \text{ см}$$

де H – висота капілярного підняття, см;
 α – поверхневий натяг води (при 20 °С дорівнює 75,2 дин/см);
 r – радіус капіляра, см;
 g – прискорення сили падіння (981 см/с);
 d – щільність води (1 г/см³).

Гравітаційні сили впливають в основному на вільну вологу в ґрунті.

З фізичної точки зору вода може знаходитись у **трьох станах** – твердому, пароподібному, рідкому (рис. 1). **Тверда вода** – лід, який утворюється при від'ємній температурі сезонно або постійно, малоактивний кристалічний стан води. Це потенційне джерело води рідкої й пароподібної, в яку лід переходить при таненні й випаровуванні.

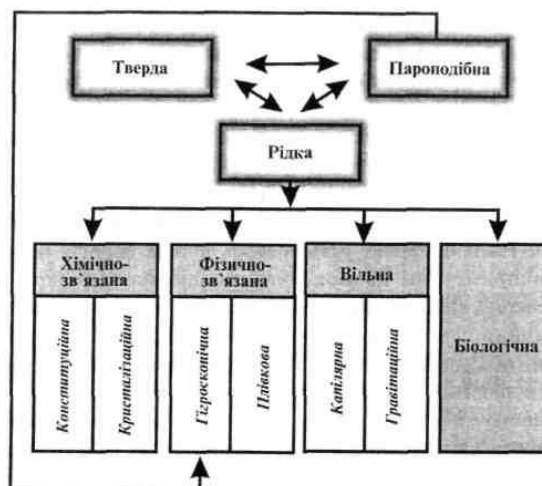


Рис. 1. Стан і форми води в ґрунті

Пароподібна вода – міститься в ґрунті при будь-якій вологості в порах, вільних від рідкої води. Її у ґрунті мало, не більше 0,001%, вона знаходиться у вигляді водяного пару. Ця вода рухається від ділянок з високою пружністю водяного пару до ділянок із нижчою пружністю, із верхніх шарів ґрунту – в атмосферу, а при певних умовах конденсується в рідкий стан. Тобто цей стан води відіграє помітну роль у формуванні водного режиму ґрунту (вміст її може складати до 150 м куб/га).

Рідка вода – знаходиться в порах, найдоступніша рослинам, найрухоміша, відіграє винятково важливу роль у ґрунтах. Виділяють **хімічно зв'язану, фізично зв'язану та вільну** форми рідкої ґрунтової води залежно від характеру її зв'язку з твердою фазою ґрунту.

Хімічно зв'язана. Входить до складу твердої фази ґрунту, не пересувається, не бере участі у фізичних процесах, не випаровується при температурі 100°C, в формуванні водного режиму участі не бере. Ділиться на конституційну – група OH^- у хімічних сполуках типу $\text{Fe}(\text{OH})_3$, кристалізаційну – молекули води в речовинах типу $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Фізично зв'язана (сорбована). Це вода, сорбована поверхнею ґрунтових часток у вигляді плівки, вона може сорбуватись як із пароподібного, так і рідкого стану. Фізично зв'язана вода за міцністю зв'язку з твердими частинками ґрунту поділяється на:

а) **щільнозв'язану** (гігроскопічну). Це вода, поглинена ґрунтом із пароподібного стану. Властивість ґрунту сорбувати пароподібну воду називають гігроскопічністю. Ця вода утримується частинками ґрунту під дуже великим тиском, тому нерухома, дуже ущільнена, густина її досягає 1,5-1,8 г/см куб, замерзає при температурі -78°C, не розчиняє речовини, не доступна рослинам (рис. 2).

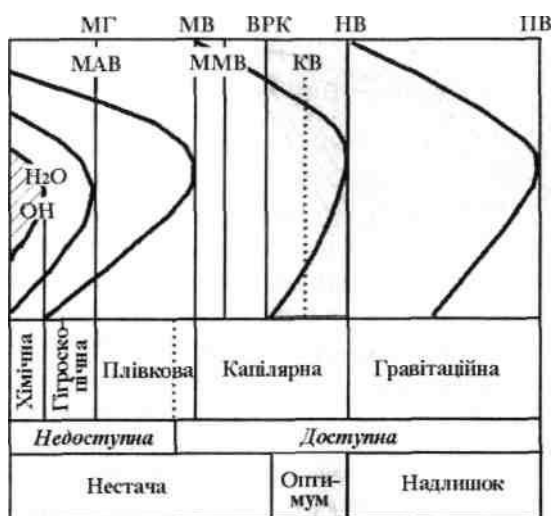


Рис. 2. Форми ґрунтової води та їх відношення до рослин

За фізичними властивостями гігроскопічна вода наближається до твердих тіл.

Кількість води, яка може сорбуватись ґрунтом, залежить від відносної вологості повітря. Наприклад, при відносній вологості повітря 20-40% має місце сорбція води безпосередньо ґрунтовими частинками з утворенням моно-, бімолекулярного шару. Подальше збільшення відносної вологості повітря зумовлює зростання товщини водяної плівки.

Максимальна кількість води, яку може поглинути ґрунт з пароподібного стану при відносній вологості повітря приблизно 95-100%, називається **максимальною гігроскопічністю (МГ)**.

При вологості ґрунту, що дорівнює МГ, товщина плівки з молекул води досягає 3-4 шарів. На величину МГ суттєво впливає величина питомої поверхні ґрунтових частинок (мінералогічний, гранулометричний склад, гумусованість). Чим більше в ґрунті мулистих та, особливо, колоїдних частинок, тим більше буде гігроскопічної води (рис. 3).

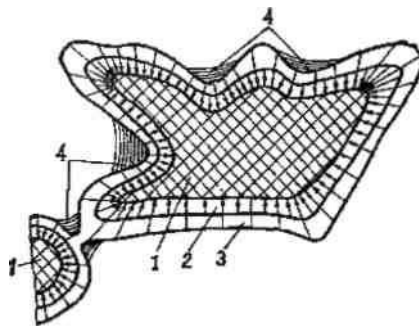


Рис. 3. Сорбція води ґрунтом (за Н.А.Качинським):
1 – ґрунтова частинка; 2 – шар щільно зв'язаної води;
3 – шар пухко зв'язаної води; 4 – вода капілярної конденсації

МГ – одна з найважливіших ґрунтово-гідрологічних констант:

- піщані ґрунти – 0,5-1,3%;
- легкосуглинкові – 1,5-3%;
- важкосуглинкові – 5-8%;
- глинисті – 10-12%.
- торф'яні – 18-22%.

б) **пухкозв'язану** (плівчасту). Ґрунт не може сорбувати пароподібну форму більше від МГ, але рідку воду може сорбувати і в більших кількостях. Вода, яка утримується в ґрунті сорбційними силами зверху МГ – це вода плівкова, або пухкозв'язана. Утворює полі молекулярну плівку навколо ґрунтових частинок. Товщина її досягає декількох десятків і навіть сотень діаметрів молекул води. Плівкова вода може

переміщуватися в рідкому стані від ґрунтових частинок з більш товстими водяними плівками до частинок, у яких вони тонші. Швидкість її руху декілька сантиметрів на рік.

Вміст її у фунті залежить від тих же факторів, що і вміст гігроскопічної. У середньому, для більшості ґрунтів її кількість складає 7-15%, деколи в глинистих ґрунтах досягає 30-35% і знижується у піщаних до 3-5%.

Максимальна кількість плівкової води в ґрунті називається **максимальною молекулярною вологоємністю (ММВ)**.

Вільна вода. Це вода, яка міститься в ґрунті зверх ММВ, знаходиться поза дією сорбційних сил. У ґрунтах вона присутня у двох формах:

а) **капілярна** вода – утримується в ґрунті в порах малого діаметра (< 8 мм) капілярними (менісковими) силами. Ці сили виникають внаслідок наявності в поверхні рідини ненасичених молекул, які є джерелом надлишкової поверхневої енергії. Це веде до утворення на поверхні рідини нібито плівки, що має поверхневий натяг, або поверхневий тиск. Він являє собою різницю між атмосферним тиском і тиском рідини. Капілярна вода рідка, рухома, розчиняє й переміщує речовини, доступна рослинам. Ділиться на капілярно-підвішену, капілярно-підперту й капілярно-посаджену залежно від джерела зволоження ґрунту.

Капілярно-підвішена вода заповнює капілярні пори при зволоженні зверху (після дощу, поливу). Вона може рухатись у всіх напрямках.

Капілярно-підперта вода утворюється в ґрунтах при піднятті води знизу від горизонту ґрунтових вод по капілярах на деяку висоту. Може підніматись від 0,5 до 6 м. Висота й швидкість капілярного підняття води залежать від діаметра пор, а значить – від гранскладу, структурності, будови профілю ґрунту. Так, висота для різних ґрунтів коливається в межах:

- піщані – 18-22 см
- супіщані – 100-150 см
- суглинкові – 150-300 см
- глинисті – 600-1000 см
- лес – 250-350см
- торф – 50-80 см.

Капілярно-посаджена вода утворюється у шаруватій ґрунтовій товщі дрібнозернистого шару при підстиланні його шаром крупнозернистом, над границею зміни цих шарів.

б) **гравітаційна** вода – переміщується в ґрунті під дією гравітаційних сил, тобто під дією власної ваги, знаходиться поза впливом сорбційних і капілярних сил, рідка, має високу розчинну здатність, рухома, доступна рослинам.

Рух гравітаційної води через ґрунт називається **фільтрацією**.

Гравітаційна вода ділиться на просочувану й підперту (підземну). **Просочувана** – це вода, яка пересувається по порах і тріщинах зверху вниз, коли її кількість перевищує стримувальну здатність меніскових сил. **Підземна** (вода водоносних горизонтів) – насичує ґрунтово-підґрунтову товщу до повної вологоємності й утримується в ґрунті за рахунок малої водопроникності порід, що підстилають ґрунт. Вона міститься у водоносному шарі – породі, яка легко пропускає вільну воду і насичена нею (галечник, піщаники, піски, вапняки тощо).

Водоупор – порода, яка не пропускає або слабо пропускає воду (глина, важкі суглинки, сланці).

Розрізняють такі основні типи підземних вод (рис. 4):

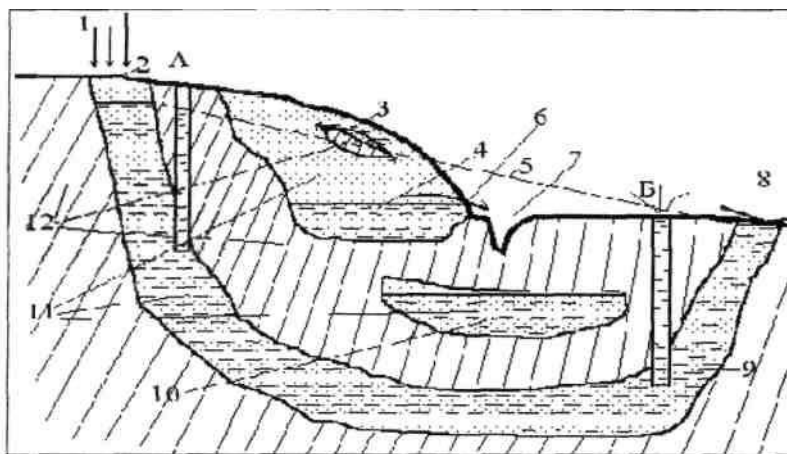


Рис. 4. Схема залягання підземних вод:

1 – опади; 2, 8 – зона живлення й розвантаження артезіанських вод; 3 – верховодка; 4 – ґрунтові води; 5 – п'езометрична лінія; 6 – низхідне джерело; 7 – ріка; 9, 10 – міжпластові напірні й безнапірні води; 11 – водоносні породи; 12 – водотривкі породи (водоупор); А, Б – артезіанські свердловини

Верховодка – приурочена до горизонтів ґрунтового профілю, залягає на лінзах водотривких горизонтів (I, G1, вічна мерзлота, глинисті прошарки). Не має значного водозбору, формується локально після опадів, сніготанення.

Ґрунтова вода – розташована в першому від поверхні постійному водоносному горизонті. Формується за рахунок атмосферних опадів у межах великого водозбору, не перекривається водотривкою покрівлею, не напірна.

Міжпластова вода – знаходиться у водоносних горизонтах, що залягають між водотривкими пластами. Виділяється: напірна вода (артезіанська), що знаходиться у водоносних горизонтах,

перекритих і підстелених водотривкими пластами, приурочена до пластів, що синклінально залягають, має напір, може мати зв'язок із ґрунтовими водами; безнапірна – не приурочена до синклінальних пластів, а тому не має гідравлічного напору.

Наявність значної кількості гравітаційної води – явище несприятливе, свідчить про надлишкове зволоження, приводить до утворення гідроморфних ґрунтів.

10.2. Водно-фізичні властивості ґрунту

Водно-фізичними властивостями ґрунту називають сукупність властивостей, які визначають поведінку ґрунтової води в його товщі. Найбільш важливими водними властивостями є: водоутримуюча здатність ґрунту, його вологоємність, водопідйомна здатність, потенціал ґрунтової води, водопроникність.

Водоутримуюча здатність – це здатність ґрунту утримувати воду, яка міститься в ньому, від стікання під дією сили тяжіння; кількісною характеристикою водоутримуючої здатності є вологоємність.

Вологоємність ґрунту – здатність поглинати й утримувати певну кількість води.

Залежно від сил, що утримують воду в ґрунті, виділяють наступні види вологоємності: максимальну адсорбційну (МАВ), максимальну молекулярну (ММВ), капілярну (КВ), найменшу (НВ), повну (ПВ).

МАВ – найбільша кількість води, яка може бути утримана сорбційними силами на поверхні ґрунтових часток, відповідає кількості щільно зв'язаної води, що міститься в ґрунті, приблизно дорівнює МГ.

ММВ – характеризує верхню межу вмісту в ґрунті плівкової води. Залежить, в основному, від гранскладу ґрунту (глина – 25-30%, пісок – 5-7%). Це важлива гідрологічна константа, бо є нижньою межею доступної для рослин води.

КВ – найбільша кількість капілярно-підпертої води, яка може утримуватись ґрунтом, що знаходиться в межах капілярної кайми. Залежить від пористості ґрунтів і від висоти шару насиченого ґрунту над дзеркалом ґрунтових вод, тому КВ не є константою.

НВ – максимальна кількість капілярно-підвішеної води, яку може утримати ґрунт після стікання надлишку води при глибокому заляганні ґрунтових вод. Залежить від гранскладу, структурності ґрунту (піщані – 5-10%, супіщані – 10-20%, суглинкові – 20-30%, глинисті – 30-45%). Це одна з найважливіших гідрологічних характеристик ґрунту, константа, верхня межа оптимального зволоження.

ПВ – найбільша кількість вологи, яку може вмістити ґрунт при повному заповненні всіх пор, за винятком защемлених, тому ПВ приблизно дорівнює пористості ґрунту (в об'ємних процентах).

До ґрунтово-гідрологічних констант відносяться також МГ (описана вище); вологість в'янення (**ВВ**) – це вологість, при якій рослини проявляють ознаки стійкого в'янення. ВВ ~ 1,5МГ, це нижня межа доступної для рослин вологи. ВВ приблизно дорівнює ММВ, але залежить не тільки від властивостей ґрунту, а й від типу рослин; вологість розриву капілярного зв'язку (**ВРК**) – це кількість води, при якій розривається суцільний потік капілярної води в ґрунті, ~ 65-70% від НВ, відповідає нижній межі оптимальної зволоженості ґрунту. Усі ґрунтово-гідрологічні константи виражаються в% від маси або об'єму абсолютно сухого ґрунту.

Водопроникність – це здатність ґрунтів всмоктувати й пропускати через себе воду, яка поступає з поверхні.

Це одна з важливих ґрунтово-гідрологічних характеристик, що впливає на особливості формування стоку, водний режим ґрунту. Процес руху води має два етапи: всмоктування (інфільтрація) та просочування (фільтрація).

Інфільтрація – заповнення водою вільних пор ґрунту під впливом сорбційних, меніскових, гравітаційних сил і градієнта напору.

Фільтрація – безперервний рух води в насиченому ґрунті під впливом градієнта.

Межею між всмоктуванням і фільтрацією вважають установлення постійної швидкості фільтрації.

Водопроникність ґрунтів знаходиться в тісній залежності від їх гранулометричного складу і хімічних властивостей, структурного стану, щільності, вологості й тривалості зволоженості. Дуже знижує водопроникність ґрунтів наявність набряклих колоїдів, особливо насичених натрієм або магнієм. При зволоженні таких ґрунтів вони швидко набрякають і робляться практично водонепроникними. Ґрунти структурні, пухкі, характеризуються великим коефіцієнтом всмоктування й фільтрації.

Водопроникність ґрунтів вимірюється об'ємом води, який переходить через одиницю площі поперечного перерізу за одиницю часу (коефіцієнтом фільтрації). Величина ця дуже динамічна й змінюється як за профілем ґрунтів, так і просторово. Оцінити водопроникність ґрунтів важкого механічного складу можна за шкалою, яку запропонував *Н.А. Качинський* (1970): водопроникність (у см) за 1 годину при тиску 5 кПа і температурі води 10°C більше 1000 – провальна; 1000-

500 – надлишково висока; 500-100 – найкраща; 100-70 – добра; 70-30 – задовільна; <30 – незадовільна. Водопроникність грає як позитивну, так і негативну роль. При низькій водопроникності можуть спостерігатися такі негативні явища, як вимокання культур, застій води на поверхні ґрунту, заболочення, стік води по поверхні схилу і розвиток ерозії. При дуже високій водопроникності не створюється достатній запас води в кореневмісному шарі ґрунту, а при зрошенні спостерігаються великі втрати води, що призводить до екологічних проблем. Для підвищення водопроникності використовується глибоке розпушування, щілювання, піскування, збагачення органічною речовиною, штучне структуроутворення.

Водопідіймальна здатність ґрунту – це його властивість викликати висхідне пересування в ньому води за рахунок капілярних сил.

Висота і швидкість капілярного підняття води в основному визначаються гранулометричним і структурним станом ґрунту, його пористістю. Чим важчі ґрунти і менш структурні, тим більша потенційна висота підняття води по капілярах, а швидкість підйому – менша. Капілярні сили починають проявлятися в порах діаметром 8 мм, але особливо яскраво – у порах діаметром 0,1-0,003 мм.

Доступність ґрунтової води для рослин є винятково важливою характеристикою, яка визначає значною мірою родючість ґрунтів. Рослини в процесі життя поглинають дуже велику кількість води. Вони витрачають її на транспірацію та утворення біомаси. Витрати води з ґрунту рослинами характеризується транспіраційним коефіцієнтом (ТК) – кількістю води, яка необхідна для утворення одиниці сухої маси рослини. Для більшості культурних рослин ТК коливається в межах 400-600, досягаючи деколи 1000, тобто для утворення 1 т сухої органічної речовини біомаси витрачається 400-600 т і більше води з ґрунту. За доступністю для рослин ґрунтова вода може бути поділена на форми:

1. Недоступна для рослин – це вся міцно зв'язана вода, так званий її мертвий запас. Недоступність пояснюється тим, що утримуюча сила поверхні ґрунтових частинок набагато більша, ніж всмоктувальна сила коренів. Мертвий запас води в ґрунтах відповідає приблизно максимальній адсорбційній вологості.

2. Дуже важкодоступна для рослин – в основному пухкозв'язана (плівчаста) вода. Важка доступність зумовлена її низькою рухомістю. Вода не встигає підтікати до точок її споживання, тобто до кореневих волосків. Вміст води в ґрунті, який відповідає вологості в'янення, є нижньою границею продуктивної доступної вологи.

3. Важкодоступна вода лежить у межах між вологістю в'янення й вологістю розриву капілярного зв'язку.

4. Середньодоступна вода відповідає діапазону від вологості розриву капілярів до найменшої вологоємності. Ця вода рухома й рослини можуть поглинати її. Різниця між найменшою вологоємністю та вологістю в'янення – це діапазон фізіологічно активної води в ґрунті.

5. Легкодоступна, яка переходить у надлишкову воду, відповідає діапазону вологості від найменшої до повної вологоємності.

10.3. Ґрунтовий розчин

Ґрунтовий розчин – це рідка фаза ґрунтів, яка містить ґрунтову воду, розчинені в ній солі, органічні та органомінеральні сполуки, гази й колоїдні золі.

В.І.Вернадський вважав ґрунтові розчини «головним субстратом життя», «головним елементом механізму біосфери». Джерелами ґрунтових розчинів є: 1) атмосферні опади; 2) ґрунтові води; 3) зрошувальні (поливні) води.

Вміст вологи в ґрунтах, кількість ґрунтового розчину може коливатися в широких межах – від десятків відсотків (вона може займати усі пори) до одиниці або часток відсотка, коли в ґрунті знаходиться тільки адсорбована вода. Фізично міцно зв'язана вода (гігроскопічна, частково максимальна гігроскопічна) являє собою так званий нерозчинний об'єм ґрунтової води. Не встигає стати ґрунтовим розчином і гравітаційна вода. Отже, ґрунтовий розчин містить усі форми капілярної, пухко й відносно міцно зв'язаної води ґрунту.

Для виділення та вивчення ґрунтових розчинів застосовуються різні групи методів. Перша – **водні витяжки**, тобто розчин добувають додаванням до ґрунту води. Найбільш часто застосовується співвідношення ґрунт:вода=1:5. Вони використовуються для характеристики кількості в ґрунтах легкорозчинних солей і легкодоступних для рослин поживних речовин.

Друга група базується на застосуванні **зовнішньої сили** – 1) тиску, який створюється пресом; 2) тиску стисненого газу; 3) відцентрової сили; 4) здатності різних рідин витіснити з ґрунту воду. Найбільш часто застосовуються перший і останній, тобто відпресування розчину або витіснення іншою рідиною.

Третя: **лізіметричні** методи, що діють за принципом заміщення й витіснення ґрунтових розчинів талими або дощовими водами. Лізіметри бувають різних конструкцій: 1) лізіметри-контейнери з бетонними стінами і дном, куди ґрунт насипається; 2) лізіметри-моноліти; 3) лізіметри-лійки; 4) площинні лізі-

метри закритого типу, що найменше порушують природне залягання ґрунту; 5) лізіметричні хроматографічні колонки.

Четверта: **безпосереднє** дослідження водної фази в ґрунті в природному заляганні у польових умовах. Застосовуються електроди, якими визначається волога й електропровідність ґрунтів (облік запасу солей), активність іонів водню, окисно-відновний потенціал, визначення іонів Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , NH_4^+ , NO_3^- , Cl^- тощо.

Склад ґрунтових розчинів залежить від: 1) кількості та якості атмосферних опадів; 2) складу твердої фази ґрунту; 3) кількості та якості рослинного матеріалу надземної та підземної частин біогеоценозу; 4) життєдіяльності рослин – поглинання з розчину визначених іонів і виділення з коренів. Речовини можуть бути у формі справжніх розчинів і колоїдно розчинених сполук. Останні представлені золями кремнієвої кислоти, півтораоксидів заліза та алюмінію, органічними та орґано-мінеральними сполуками. У розчині містяться катіони: Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ , Al^{3+} , Fe^{2+} , аніони: HCO_3^- , CO_3^{2-} , NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} . Залізо та алюміній, багато мікроелементів знаходяться у вигляді комплексних орґано-мінеральних сполук, у яких ці елементи знаходяться в аніонній частині.

ґрунтові розчини характеризуються такими **показниками**: реакцією, концентрацією, осмотичним потенціалом.

Наявність у ґрунтовому розчині вільних кислот і лугів визначає актуальну реакцію ґрунтового розчину.

Реакція ґрунтового розчину визначається активністю вільних водневих (H^+) і гідроксильних (OH^-) іонів і вимірюється показником рН – **від'ємним логарифмом активності іонів водню**.

рН ґрунтових розчинів ґрунтів змінюється від 2,5 (кислі сульфатні ґрунти) до 8-9 і вище (карбонатні й засолені ґрунти), у солонцях і содових солончаках – 10-11.

Концентрація ґрунтових розчинів невелика й коливається від десятків міліграмів до декількох грамів речовини на 1 л. Підзолисті ґрунти мають концентрацію ґрунтового розчину, яка складає декілька десятків міліграмів на 1 л розчину при рН від 5 до 6. Такі ж концентрації головних компонентів у ґрунтах вологих субтропіків і тропіків. Вміст органічного вуглецю досягає декількох десятків мг/л, органічна речовина представлена фульвокислотами. У степових ґрунтах (чорноземи, солонці) концентрація ґрунтового розчину досягає 1-3 г/л і більше. У них багато HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , рН – нейтральний і лужний. У засолених ґрунтах багато катіонів та аніонів. Загальна сума водорозчинних речовин у водних витяжках вища, ніж у ґрунтових. Ця різниця

тим більша, чим менше розчинних солей. Кількість окремих катіонів і аніонів виражається мг-екв на 1 л розчину.

Динаміка концентрації ґрунтового розчину пов'язана зі змінами температури й вологості ґрунту, інтенсивністю діяльності мікрофлори, мікрофауни ґрунтів, метаболізмом вищих рослин, процесами розкладу органічних решток у ґрунті. Ці зміни визначають добову й сезонну динаміку ґрунтового розчину. Для більшості типів ґрунтів характерне поступове збільшення концентрації ґрунтового розчину, особливо в поверхневих горизонтах, від весни до літа. У період осінньо-зимових дощів атмосферні опади розбавляють ґрунтовий розчин і розчиняють частину солей – настає фаза розбавлення ґрунтових розчинів.

Дуже важливо те, що **ґрунтові розчини – безпосереднє джерело живлення рослин**. Зрошення й осушення, внесення мінеральних добрив сприяє оптимізації ґрунтових розчинів за вмістом елементів-біофілів. Крім того, останні відіграють важливу роль у створенні оптимального осмотичного тиску ґрунтового розчину. А це, у свою чергу, сприяє кращому живленню рослин. Засолені ґрунти характеризуються високим осмотичним тиском, який досягає 30-40 МПа, а сильно засолені – 50-60 МПа. При умовах, коли осмотичний тиск збільшується до 150-160 МПа, волога перестає поступати в рослини, а навпаки – з рослин поступає до ґрунту. Всмоктувальна сила коренів більшості сільськогосподарських рослин не перевищує 100–120 МПа.

Людина в процесі сільськогосподарського використання ґрунту регулює склад ґрунтового розчину шляхом зрошення й осушення, внесення добрив тощо.

ґрунтові розчини, як і ґрунти в цілому, володіють буферністю, яка виконує надважливу екологічну функцію.

Буферністю ґрунту називають його здатність протистояти різкій зміні активної реакції середовища при надходженні кислих чи лужних речовин (наприклад, при удобренні сільськогосподарських культур).

А в більш широкому розумінні буферність – це здатність едафотопу зберігати свою організацію. **Буферність ґрунтового розчину** визначається складом твердої фази, наявністю карбонатів і колоїдів. Вона проявляється сильніше у ґрунтах з високою ємністю поглинання, а також в умовах, коли в складі поглинутих катіонів переважають основи.

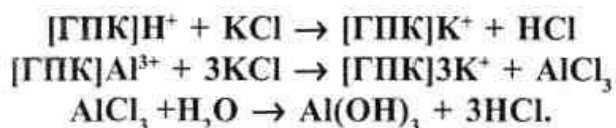
10.4. Кислотність ґрунтів, її форми

Реакція ґрунту проявляється при взаємодії його з водою або

розчинами солей. Вона визначається співвідношенням водневих і гідроксильних іонів у ґрунтовому розчині і характеризується показником рН. $pH = -\lg [H^+]$. Якщо $pH=7$, то реакція нейтральна, при pH більше 7 – лужна, менше – кисла. В ґрунтах pH коливається в межах від 3,5 (верхові торф'яники) до 8-9 (солончаки і солонці). Оптимальний pH (близько 7) характерний для некарбонатних ґрунтів, ГПК яких повністю насичений Ca та Mg.

Виділяють **актуальну** (активну) і **потенційну** кислотність ґрунту залежно від того, при якій взаємодії вона проявляється і вимірюється.

Актуальна кислотність ґрунту зумовлена наявністю іонів водню у ґрунтовому розчині. Залежить від наявності в ґрунтовому розчині вільних кислот, гідролітично кислих солей, ступеня їх дисоціації. Актуальна кислотність ґрунту вимірюється при взаємодії ґрунту з дистильованою водою (водний pH , $pH(H_2O)$), при розведенні 1:2,5 або у пасті. Деколи pH ґрунту визначається за допомогою електрода безпосередньо у ґрунті за природних умов. **Потенційна** кислотність – здатність ґрунту при взаємодії з розчинами солей вести себе як слабка кислота. Визначається вона властивостями твердої фази ґрунту, яка зумовлює появу додаткових водневих іонів у розчині при взаємодії з добривами або хімікатами. Характеризує сумарну концентрацію кислот і кислотних агентів, що існують у даному ґрунті як у дисоційованому, так і не дисоційованому стані. Природа потенційної кислотності складна, носієм її є обмінні катіони водню й алюмінію в ГПК:

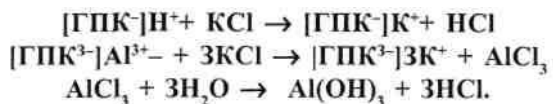


В органічних горизонтах головну роль у формуванні кислотності відіграє обмінний водень, причому безпосереднім джерелом його служать органічні кислоти, включаючи гумусові, і вугільна кислота. При взаємодії з колоїдами водень цих кислот входить в їх дифузний шар, займаючи місце основ, які виловуються чи випадають в осад. Кислотність мінеральних колоїдів зв'язана з наявністю у ГПК обмінних іонів водню, алюмінію і заліза. Джерелом алюмінію і заліза є іони водню кристалічної решітки глинистих мінералів і гідроксидів.

Залежно від характеру взаємодії ґрунту з розчинами розрізняють дві форми потенційної кислотності ґрунтів: обмінну і гідролітичну.

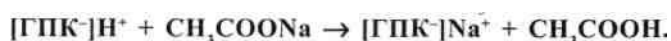
Обмінна кислотність виявляється при взаємодії з ґрунтом

розчинів нейтральних солей. Використовують звичайно 1н розчин KCl (рН=5,6). При взаємодії кислого ґрунту з розчином хлориду калію в результаті обміну калію на водень в розчині появляється соляна кислота, а при обміні на алюміній – хлорид алюмінію, який при гідролізі утворює сильну кислоту:



При рН ґрунту менше 4 кислотність зумовлена в основному обмінним воднем, при рН від 4,0 до 5,5 – обмінним алюмінієм. Виражається в мг-екв/100 г ґрунту або рН сольовим (KCl). За величиною рН_{сол.} ґрунти поділяються на: сильнокислі (<4,5), кислі (4,6-5,0), слабокислі (5,1-5,5), близькі до нейтральних (5,6-6,0), нейтральні (6,1-7,0). Для слаболужних і лужних ґрунтів (рН > 7,0) рН сол. не визначають.

Гідролітична кислотність виявляється при взаємодії ґрунту з розчинами гідролітично лужних солей (сильного луку і слабкої кислоти). Звичайно використовують 1 н розчин СН COONa, рН якого 8,2:



Кількість оцтової кислоти, яка утворилася, визначають титруванням. Вона і характеризує гідролітичну кислотність ґрунту. Гідролітична кислотність звичайно більша, ніж обмінна. Виражається в мг-екв на 100 г ґрунту.

Наявність потенційної кислотності характерна для ґрунтів, збіднених лужноземельними металами (Ca²⁺, Mg²⁺). Чим більше ґрунт збіднений основами, тим значніше виявляє він кислотні властивості.

Велике значення в утворенні визначеної реакції у ґрунті має характер ґрунтоутворюючої породи. Підзолисті ґрунти, бідні основами, сформувалися на вилугуваних безкарбонатних породах. Ґрунтоутворюючий процес також впливає на втрати основ і підкислення (підзолистий процес), у інших випадках спостерігається збагачення ґрунту основами (дерновий процес). На формування кислих ґрунтів мають вплив кліматичні умови (промивний характер водного режиму), рослинність (хвойні ліси, трав'яниста рослинність, листяні ліси) також впливає на формування ґрунтів з різною реакцією.

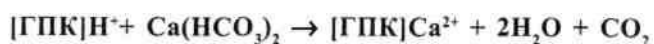
Сільськогосподарська діяльність людини викликає зміну реакції ґрунту: виніс елементів живлення з урожаєм, довготривалий обробіток, внесення мінеральних добрив, хімічна меліорація ґрунтів.

Частина обмінних катіонів водню і алюмінію в ґрунтовому поглинальному комплексі, визначена як обмінна або гідролітична кислотність, характеризує ненасиченість ґрунтів основами.

Ступінь насиченості ґрунтів основами – це кількість обмінних основ (зазвичай $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$), виражена у відсотках до ємності поглинання (див. 6.4). Звідси, знаючи величину суми ввібраних основ та гідролітичну кислотність, додавши їх, можна розрахувати величину ємності поглинання. Отже, ненасиченість ґрунтів основами характеризується різницею між ємністю поглинання при вибраному значенні рН і вмістом у ґрунті обмінних основ.

Постає запитання, а чи можливий в природі випадок, коли величина ємності поглинання та суми ввібраних основ збігаються? Звичайно, але тільки у лужних ґрунтах, в яких ГПК абсолютно насичений основами. В таких умовах $\text{СНО} = 100\%$.

Основним методом підвищення продуктивності кислих ґрунтів є зниження їх кислотності вапнуванням. Теоретичною базою вапнування є вчення **К.К.Гедройца** про ґрунтовий поглинальний комплекс. Виходячи з цього, при внесенні вапна (CaCO_3) проходить взаємодія його з кислим ґрунтом за схемою (CaCO_3 при наявності надлишку вуглекислоти переходить у розчинний $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$):



Ґрунти з високим ступенем насиченості не потребують вапнування. Звичайно доза вапна розраховується по гідролітичній кислотності орного шару ґрунту.

Вапнування сильнокислих ґрунтів створює сприятливі умови для розвитку мікроорганізмів-азотфіксаторів, нітрифікаторів, фосформобілізуючих мікроорганізмів. У таких умовах зростає активність нейтральних фосфатаз.

Вапно не відноситься до добрив, але вапнування підвищує ефективність внесених мінеральних добрив. Урожайність та біопродуктивність рослин на вапнованих і удобрених полях значно вища, ніж на удобрених, але не вапнованих.

10.5. Лужність ґрунтів та її форми

Лужна реакція ґрунтових розчинів і водних витяжок може бути зумовлена різними за складом сполуками:

1) карбонатами і гідрокарбонатами лужних і лужноземельних елементів, силікатами, алюмінатами, гуматами натрію, Na_2CO_3 , K_2CO_3 , CaCO_3 , MgCO_3 , $-\text{COONa}$;

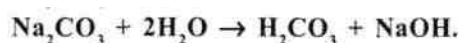
2) згідно з теорією кислот і основ, лужна реакція може бути

зумовлена аніонами слабких кислот, які переходять із твердої фази ґрунтів у ґрунтові розчини й водні витяжки і можуть виявляти основні властивості.

Визначальним моментом у створенні лужної реакції є присутність у ґрунті гідролітично-лужних солей слабких кислот і основ: карбонатів натрію і калію, гідрокарбонатів натрію і калію, карбонатів кальцію і магнію, гідрокарбонату кальцію і магнію. Так само себе ведуть гумати і фульвати лугів.

За аналогією з кислотністю, розрізняють **актуальну** (активну) і **потенційну** лужності ґрунту.

Актуальна лужність зумовлена наявністю у ґрунтовому розчині гідролітично лужних солей, при дисоціації яких утворюється гідроксильний іон (ОН):



При характеристиці актуальної лужності природних вод і ґрунтових розчинів розрізняють загальну лужність, лужність від нормальних карбонатів і лужність від гідрокарбонатів. Ці види лужності розрізняють по граничних значеннях рН. Лужність ґрунту визначають шляхом титрування водної витяжки або ґрунтового розчину кислотою у присутності різних індикаторів і виражають у міліграм-еквівалентах на 100 г ґрунту .

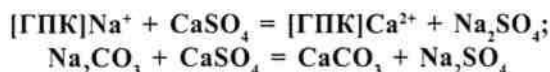
Загальна лужність визначається титруванням за індикатором метилоранжем. **Лужність від нормальних карбонатів** є результатом обмінних реакцій в ґрунтах, які вміщують натрій. Вона проявляється також у результаті життєдіяльності сульфат-редуючих бактерій, які відновлюють в анаеробних умовах і в присутності органічної речовини солі натрію з утворенням соди. Визначається вона титруванням у присутності фенолфталеїну.

Потенційна лужність проявляється у ґрунтах, що містять натрій. При взаємодії ґрунту з вуглекислотою поглинутий натрій у ГПК заміщується воднем і з'являється сода, яка підлогове розчин:



Дуже лужна реакція несприятлива для більшості рослин. Висока лужність зумовлює низьку родючість багатьох ґрунтів, несприятливі фізичні та хімічні їх властивості. При рН біля 9-10 ґрунти відзначаються великою в'язкістю, липкістю, водонепроникністю у вологому стані, значною твердістю, зцементованістю і безструктурністю у сухому стані.

Для хімічної меліорації лужних ґрунтів необхідно замінити обмінний натрій на кальцій і нейтралізувати вільну соду:



Хімічна меліорація лужних ґрунтів відбувається шляхом внесення гіпсу, нітратів кальцію або матеріалів, які містять гіпс, сірчаної кислоти, сульфату заліза, піритових огарків або сірки. Сірка, окислюючись до сірчаної кислоти, взаємодіє з карбонатом кальцію ґрунтів, утворюючи сірчаноокислий кальцій, який діє на соду і поглинутий натрій. Меліорація злісних содових солончаків проводиться методом кислування сірчаною кислотою з подальшими промиваннями при штучному дренажі.

10.6. Окисно-відновний режим ґрунтів

Ґрунт – це складна окисно-відновна (ОВ) система. В ньому проходять реакції окиснення й відновлення. Під **окисненням** розуміють: приєднання кисню, віддачу водню, віддачу електрона. В ґрунті існує багато окисно-відновних систем. Вони бувають:

а) зворотними (в яких у процесі зміни ОВ режиму не змінюється сумарний запас компонентів): $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$; $\text{Mn}^{4+} \rightarrow \text{Mn}^{2+}$;

б) незворотними (в процесі зміни ОВ режиму втрачається ряд речовин у вигляді газів, осаду): $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2 \rightarrow \text{N}_2$

Більша частина цих реакцій пов'язана з мікробіологічними процесами, має біохімічну природу. Головним окиснювачем у ґрунті є молекулярний кисень ґрунтового повітря й розчину.

Основними характеристиками інтенсивності та напрямку ОВ процесів у ґрунті є:

1. Окисно-відновний потенціал (**ОВП**) – відображає сумарний ефект ОВ системи ґрунту в даний момент, різниця потенціалів, яка виникає між ґрунтовим розчином і електродом із інертного металу (платини), поміщеного в ґрунт:

$$\text{ОВП} = E_0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[\text{Ox}]}{[\text{Red}]},$$

де $[\text{Ox}]$, $[\text{Red}]$ – концентрація окиснювачів і відновлювачів у даній системі; R – універсальна газова постійна, Дж/(моль-К); T – абсолютна температура, К; F – число Фарадея, Кл; n – число зарядів, що переносяться іоном; E_0 – нормальний потенціал, коли $[\text{Ox}]:[\text{Red}]=1$.

2. ОВП по відношенню до водню називається **Eh**.

$$Eh = E_o + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[H^+]^2}{[H_2]}, \text{ або } Eh = 0.0291 \lg \frac{[H^+]^2}{[H_2]}$$

Eh коливається від 100 до 800 мВ, інколи стає від'ємним. Його оптимальні значення – від 200 до 750 мВ. Якщо показники вищі, спостерігається аеробіозис в ґрунті (при цьому відчувається нестача заліза, марганцю, пригнічуються рослини, у них проявляється хвороба – хлороз). При зменшенні Eh до 200 і нижче розвиваються анаеробні процеси, втрачаються нітрати, появляються сірководень, метан, збільшується концентрація закисного заліза, відчувається дефіцит фосфору тощо.

3. Оскільки ОВП в певній мірі пов'язаний з рН, то для одержання порівняльних даних в середовищах з різною кислотністю Кларк запропонував використовувати показник rH_2 : $rH_2 = Eh/30 + 2pH$. Якщо rH_2 більше 27 – в ґрунті переважає окиснення, менше 27 – відновлення.

Залежність ОВП від режиму вологості. Вологість ґрунту, надлишкове зрошення, погіршення аерації, внесення свіжої органічної речовини призводить до зниження ОВП. ОВП може знизитися з 500-600 до 200-300 мВ, а при затопленні – до -100-200 мВ. Навпаки, при висиханні ґрунтів, поліпшенні аерації, газообміну потенціал ґрунту підвищується. З динамікою вологості зв'язана мікробіологічна діяльність, розкладання органічної речовини. Оподи забезпечують надходження у ґрунт O_2 і ОВП не змінюється. Утворення кірки на поверхні спричиняє погіршення аерації і зниження ОВП. Зниження пористості аерації до 10% порушує надходження кисню до ґрунту і призводить до зниження ОВП. Вміст у ґрунтового повітрі CO_2 зумовлює виникнення у ґрунті відновних умов. Температурний режим опосередковано впливає і на зміну ОВП, і на мікроорганізми, утворюючи відповідні продукти їх життєдіяльності.

Роль ОВ процесів у ґрунтоутворенні і родючості ґрунтів. ОВ процеси зв'язані з процесами перетворення рослинних решток, накопичення гумусу. Надлишкове зволоження уповільнює розклад органічної речовини, утворюються фульвокислоти. При змінах зволоження і висушування, відновлення й окиснення виникають процеси розкладу органічної речовини, решток; дегуміфікації.

ОВ-режим впливає на співвідношення у ґрунті елементів з різним ступенем окиснення. При відновленні сполук заліза і марганцю підвищується їх розчинність, рухомість, вони мігрують по профілю.

За характером ОВ-режиму ґрунти поділяються на групи:

- ґрунти з абсолютним пануванням окиснювальної обстановки (автоморфні ґрунти степів, напівпустель, пустель – чорноземи, каштанові, сіро-коричневі, бурі напівпустельні, сіроземи тощо);

- ґрунти з пануванням окиснювальних умов при можливому прояві відновлювальних процесів в окремі вологі роки або сезони (автоморфні ґрунти тайгово-лісової зони, вологих субтропіків – підзолисті, дерново-підзолисті, червоноземи, жовтоземи тощо);

- ґрунти з контрастним ОВ-режимом (напівгідроморфні різновиди підзолистих, дерново-підзолистих, бурих лісових ґрунтів тощо);

- ґрунти зі стійким відновлювальним режимом (болотні, гідроморфні солончаки, солоді тощо).

З відновними явищами зв'язаний розвиток у сезонно надлишково зволжених ґрунтах елювіально-глейового процесу, формування елювіальних горизонтів. При зміні відновних умов на окисні виникають залізо-марганцеві новоутворення: орштейни, бобовини, плівки і тощо. Поживний режим складається несприятливо як при різко окисних, так і при різко відновних умовах: анаеробіоз призводить до накопичення у ґрунтах NH_3 , CH_4 , H_2S і т.п. Головні прийоми регулювання ОВ-умов – оптимізація водно-повітряного режиму ґрунтів.

10.7. Ґрунтове повітря

Ґрунт – пориста система, що містить суміш газів, яка заповнює вільний від води поровий простір скелетної частини. Повітряна фаза – найбільш динамічна складова частина ґрунту. Кількість і склад ґрунтового повітря впливає на: 1) розвиток і функціонування рослин і мікроорганізмів; 2) розчинність і міграцію хімічних сполук у ґрунтовому профілі; 3) інтенсивність і спрямованість ґрунтових процесів. Крім того, ґрунт поглинає та сорбує токсичні промислові гази, а також очищує атмосферу від технічного забруднення.

Повітря в ґрунті знаходиться у чотирьох фізичних станах: вільне і защемлене, адсорбоване й розчинне.

Вільне ґрунтове повітря – це суміш газів і летких органічних сполук, які вільно переміщуються системою ґрунтових пор і з'єднуються з повітрям атмосфери. Вільне ґрунтове повітря забезпечує аерацію ґрунтів і газообмін з атмосферою.

Защемлене ґрунтове повітря – знаходиться у порах, з усіх боків ізольоване водяними плівками. Тонкодисперсна ґрунтова маса й компактна її упаковка має найбільшу кількість защемленого повітря. У суглинистих ґрунтах кількість його досягає більше 12% від загального об'єму ґрунту, або четверту частину його порового простору. Воно нерухоме, не бере участі в

газообміні між ґрунтом й атмосферою, суттєво перешкоджає фільтрації води в ґрунті, може спричиняти руйнування ґрунтової структури при коливанні температури, тиску, вологості.

Адсорбоване ґрунтове повітря – гази й леткі органічні сполуки, адсорбовані ґрунтовими частинками на їх поверхні. Чим дисперсніший ґрунт, тим більше містить він адсорбованих газів при даній температурі. Кількість сорбованого повітря залежить від мінералогічного складу ґрунтів, від вмісту органічної речовини, вологості. Пісок поглинає повітря в 10 разів менше, ніж важкий суглинок: відповідно 0,75 і 6,00 см куб/г. Тонкодисперсний кварц сорбує CO₂ у 100 разів менше, ніж гумус.

Розчинне повітря – гази, розчинені в ґрунтовій воді. Це повітря обмежено може брати участь в аерації ґрунту. Але розчинні гази відіграють велику роль у забезпеченні фізіологічних потреб рослин, мікроорганізмів, ґрунтової фауни, а також фізико-хімічних процесів, які протікають у ґрунті. Усі чотири ґрунтові фази – тверда, рідка, газоподібна й жива – тісно пов'язані між собою і знаходяться в складній взаємодії.

Повітряно-фізичні властивості ґрунтів – це сукупність фізичних властивостей ґрунтів, які визначають стан і поведінку ґрунтового повітря у профілі.

Найбільш важливими є: повітроємність, повітровміст, повітропроникність, аерація.

Загальною повітроємністю ґрунтів називають максимально можливу кількість повітря, яка вміщується в повітряно-сухому ґрунті непорушеної будови при нормальних умовах.

Загальну повітроємність (Рз.п.) виражають у процентах до всього об'єму й визначають за формулою:

$$P_{з.п.} = P_{заг.} - P_{г.},$$

де P_{заг.} – загальна пористість ґрунту; P_{г.} – об'єм гігроскопічної вологи, %.

Повітроємність ґрунтів залежить від їх гранулометричного складу, складення, ступеня оструктуреності. Необхідно розрізняти капілярну й некапілярну повітроємність. Ґрунтове повітря, яке міститься в капілярних порах малого діаметра, характеризує капілярну повітроємність ґрунтів. Велика кількість у ґрунті цього повітря свідчить про низьке переміщення газів у межах ґрунтового профілю. Це характерно для важкоглинистих, безструктурних, щільних ґрунтів, що набухають, викликає в них оглеєння. Суттєве значення для забезпечення нормальної аерації ґрунтів має некапілярна повітроємність, або пористість аерації, тобто повітроємність міжагрегатних пор. Вона містить великі

пори, ходи коренів і черв'яків у ґрунтовій товщі. Некапілярна повітроємність (P_a – пористість аерації) визначає кількість повітря, яка існує в ґрунтах при їх капілярному насиченні вологою. Вона розраховується:

$$P_a = P_{заг} - P_k,$$

де P_k – об'єм капілярної пористості,%. У добре оструктурених ґрунтах некапілярна повітроємність досягає найбільших значень – 25-30%.

Повітровміст – кількість повітря, яке міститься в ґрунті при визначеному рівні зволоження.

Його визначають за формулою:

$$P_v = P_{заг} - W_{об.},$$

де $W_{об.}$ – об'ємна вологість ґрунтів,%. Оскільки повітря і вода в ґрунтах є антагоністами, тому існує чітка від'ємна кореляція між вологою – і повітровмістом.

Повітропроникність – здатність ґрунту пропускати через себе повітря.

Вона визначає швидкість газообміну між ґрунтом і атмосферою. Залежить від гранскладу ґрунту та його оструктуреності, від об'єму й будови порового простору. Переважно визначається некапілярною пористістю. Необхідно також звернути увагу на залежність некапілярної пористості від стану поверхні ґрунту, його розпущеності, наявності кірки.

Повітрообмін (газообмін), або аерація – це обмін газами між ґрунтовим повітрям й атмосферою.

Аерація визначається великою кількістю факторів як безпосередньо ґрунтових, так і зовнішніх, а саме:

1) атмосферними умовами – коливаннями температури повітря, зміною атмосферного тиску, кількістю опадів та їх розподілом, інтенсивністю та об'ємом випарування і транспірації води;

2) фізичними властивостями ґрунту – гранулометричним складом, структурою, станом поверхні, щільністю, кількістю та якістю пор аерації, температурним режимом і режимом їх вологості;

3) фізичними властивостями газів – швидкістю їх дифузії;

4) фізико-хімічними реакціями у ґрунтах по ланцюгу: поглинаючий комплекс-ґрунтовий розчин-газова фаза.

Основним фактором аерації в ґрунті, газообміну між ґрунтом й атмосферою є дифузія.

Дифузія – це переміщення газів відповідно до парціального тиску.

Дифузія газів залежить від довжини вільного пробігу молекул окремих газів (O_2 , N_2 , CO_2) та швидкості їх руху.

Оскільки швидкість теплового руху молекул дуже велика (для O_2 , N_2 , CO_2 , H_2 і парів H_2O ця швидкість відповідно дорівнює 461, 493, 393, 1838, 615 м/с), то якщо б дифузія залежала тільки від теплового руху молекул, вона в атмосфері проходила б миттєво. Внаслідок незначної довжини вільного пробігу молекул газів (для O_2 , N_2 , CO_2 , H_2 і парів H_2O в середньому відповідно дорівнюють $10,22 \cdot 10^{-5}$; $9,5 \cdot 10^{-5}$; $6,5 \cdot 10^{-5}$; $17,8 \cdot 10^{-5}$; $0,72 \cdot 10^{-5}$ м), вони зіштовхуються одна з одною і за одиницю часу проходять значно меншу відстань. Тому дифузія газів у ґрунті завжди повільніша, ніж у вільній атмосфері (в 2-20 разів).

Сучасний склад земної атмосфери має біогенну природу. Велику роль у формуванні атмосфери відіграє газообмін між її приземним шаром і ґрунтом. Атмосферне повітря – це суміш газів, серед яких основними є чотири: азот, кисень, аргон, вуглекислий газ. Склад атмосферного повітря постійний, вміст його основних компонентів змінюється незначно. В атмосферному повітрі міститься в об'ємних процентах: азоту (N_2) – 78,08; кисню (O_2) – 20,95; аргону (Ar) – 0,93; вуглекислого газу (CO_2) – 0,03.

Ґрунтове повітря відрізняється динамічністю. Найбільш рухомими в ґрунтовому повітрі є O_2 і CO_2 . Їх вміст у ґрунтах дуже коливається відповідно з інтенсивністю споживання кисню й продукування вуглекислого газу, а також швидкістю газообміну між ґрунтом і атмосферою. У ґрунтовому повітрі може бути CO_2 , в десятки й сотні разів більше, ніж в атмосферному, а концентрація кисню може знижуватись з 20,9 до 15-10% і нижче. В орних, добре аерованих ґрунтах кількість CO_2 в ґрунтовому повітрі не перевищує 1-2%, а кількість O_2 не буває нижче 18%. В орних ґрунтах важкого гранулометричного складу вміст CO_2 може досягати 4-6% і більше, а O_2 падати до 8-15%. Кількість **азоту** в ґрунтовому повітрі мало відрізняється від атмосферного. Деякі зміни його вмісту відбуваються внаслідок зв'язування азоту бульбочковими бактеріями та проявом процесу денітрифікації.

Кисень виконує величезну роль у біосфері в цілому і в ґрунтовому повітрі, зокрема. Достатній вміст кисню забезпечує необхідний рівень мікробіологічної діяльності, дихання коренів рослин і ґрунтових тварин. Дефіцит кисню пригнічує розвиток корневих волосків, викликає масову загибель сходів рослин, провокує розвиток хвороботворних мікроорганізмів. Анаеробний процес починає розвиватися при зниженні вмісту кисню до 2,5%. Концентрація кисню в ґрунтовому повітрі коливається від 0 до 21,0%.

Існує думка, що **вуглекислий газ** атмосфери на 90% має ґрунтове походження. Процеси дихання, розкладання постійно поповнюють запаси CO_2 . Вуглекислий газ забезпечує асиміляцій-

ний процес рослин. Водночас його надлишок у складі ґрунтового повітря (більше 3%) пригнічує розвиток рослин, уповільнює пророщування насіння, скорочує надходження води в рослинні клітини. Оптимальні рівні концентрацій CO₂ в складі ґрунтового повітря коливаються в межах 0,3-3,0%. Існує високоінформативний показник біологічної активності ґрунтів, так зване «дихання ґрунтів». Воно характеризується швидкістю виділення CO₂ за одиницю часу з одиниці поверхні. Коливається від 0,01 до 1,5 г/м кв за год.

Динаміка ґрунтового повітря визначається сукупністю всіх явищ надходження, переміщення й трансформації газів у межах ґрунтового профілю, а також взаємодією газової фази з твердою, рідкою й живою фазами ґрунту. Вона має добовий і сезонний (річний) хід. Крім того, ґрунтове повітря різко реагує на додаткове надходження вологи в ґрунт. Добова динаміка визначається добовим ходом атмосферного тиску, температури, освітлення, зміною швидкості фотосинтезу. Ці параметри контролюють інтенсивність дифузії, дихання коренів, мікробіологічної активності, інтенсивність сорбції й десорбції, розчинності й дегазації. Сезонна (річна) динаміка визначається річним ходом атмосферного тиску, температур та опадів і тісно зв'язаними з ними вегетаційними ритмами розвитку рослинності та мікробіологічної діяльності.

Контрольні питання

1. Оцініть поняття «вологість ґрунту», порівняйте можливі стани води в ґрунті.
2. Охарактеризуйте форми та основні властивості рідкої ґрунтової води.
3. Охарактеризуйте гравітаційну воду, порівняйте основні типи підземних вод.
4. Опишіть ґрунтово-гідрологічні константи та поясніть, як їх застосовують на практиці.
5. Порівняйте основні види вологості ґрунту, поняття про водопроникність.
6. Оцініть доступність різних категорій ґрунтової вологи рослинам.
7. Визначте поняття «ґрунтовий розчин», опишіть його склад та властивості.
8. Опишіть різні типи кислотності ґрунтів, причини їх виникнення та методи боротьби з нею.
9. Охарактеризуйте лужність ґрунтів та шляхи її регулювання.
10. Визначте поняття «буферність ґрунтів».
11. Поняття про окисно-відновний режим ґрунтів, його

показники.

12. Дайте загальну характеристику ґрунтового повітря.

13. Проаналізуйте основні повітряно-фізичні властивості ґрунтів.

14. Проаналізуйте відмінність складу атмосферного та ґрунтового повітря.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І., Польчина С.М., Нікорич В.А. Ґрунтознавство: Підручник.- Чернівці:Книги-XXI, 2004.- 400с.
3. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.
4. Польчина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
5. Кононова М.М. Органическое вещество почвы. – М.: Изд-во АН СССР, 1963.
6. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк.,1988.
7. Чорний І.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К.: Вища шк., 1995.

Додаткова

8. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
9. Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР. – М.: Колос, 1972.
10. Зонн СВ., Травлеев А.П. Географо-генетический аспекты почвообразования, эволюции и охраны почв. – К.: Наукова думка, 1986.
11. Канівець В.І. Життя ґрунту. – К.: Аграрна наука, 2001.

ЛЕКЦІЯ 11.

Хімічний склад мінеральної частини ґрунту. Загальний хімічний склад ґрунтів. Хімічні елементи та їх сполуки у грантах.

11.1. Загальний хімічний склад ґрунтів

Оскільки ґрунт є верхньою частиною кори вивітрювання літосфери, то саме він майже повністю успадковує її хімічний склад (табл. 1). Проте саме майже повністю, а не на 100 відсотків, оскільки внаслідок впливу живої речовини вміст деяких елементів зазнає кардинальних змін у порівнянні з літосферою.

Таблиця 1.

Вміст основних хімічних елементів у літосфері та ґрунті, %

Елемент	Вміст у літосфері	Вмісту ґрунті	Елемент	Вміст у літосфері	Вмісту ґрунті
O	47.2	49.0	Mg	2.10	0.63
Si	27.6	33.0	C	0.10	2.00
Al	8.8	7.13	S	0.09	0.085
Fe	5.1	3.80	P	0.08	0.08
Ca	3.6	1.37	Cl	0.045	0.01
Na	2.64	0.63	Mn	0.09	0.085
K	2.60	1.36	N	0.01	0.10

Отже, як у літосфері, так і в ґрунті близько половини займає кисень. Друге місце (майже четверта частина) – кремній. Приблизно десятую частину – алюміній та залізо. Всього лише декілька відсотків займають кальцій, магній, натрій, калій. На всі інші елементи, за винятком вуглецю, припадає менше одного відсотка.

Окрім елементів, у ґрунті наявна вода, гази та органічні речовини.

Проте необхідно зауважити, що суттєві зміни у вмісті біогенних елементів пов'язані з живою фазою. Зокрема, вуглецю у ґрунтах в понад 20 разів більше, ніж у літосфері, а азоту – у 10. Оскільки водень є елементом води, то і його вміст у педосфері вищий.

У більшості випадків ґрунти майже на 90% представлені мінеральними ЕГЧ, а тому їх валовий хімічний склад буде визначатись в основному складом і кількісним співвідношенням мінералів. Серед основних мінералів крупну фракцію складають кварц і польові шпати, а тонкодисперсну – глинисті алюмосилікати. Відповідно до цього, у валовому хімічному складі ґрунтів переважають кисень і кремній, менше алюмінію, дуже

мало заліза, титану, кальцію та натрію, інші елементи – у мікрокількостях.

Хімічний склад варіює з глибиною. Різниця у валовому хімічному складі окремих горизонтів ґрунтового профілю використовується для визначення хімічного перетворення породи. Елювіально-ілювіальний профіль характеризується тим, що в елювіальному горизонті спостерігається збіднення півтораоксидами й збагачення кремнеземом; в ілювіальному спостерігається зворотна картина. Разом з цим, однаковий профіль за хімічним складом може формуватись під впливом таких елементарних ґрунтотворних процесів (ЕГП): опідзолення, знемулення, лесиваж, відбілювання (зняття залізних плівок з крупних частинок у верхній частині профілю та їх перенесення у нижню, ілювіальну), осолодіння (руйнування мінералів у лужному середовищі у верхній частині та виніс продуктів руйнування до ілювіальної частини), глее-елювіальний процес (руйнування мінералів у відновних умовах у верхній частині профілю та винесення продуктів руйнування в ілювіальну).

Отже, напрямок та інтенсивність прояву ґрунтотворного процесу безпосередньо впливає на перерозподіл хімічного складу по профілю. Тому за характером профільних змін валового хімічного складу можна проводити діагностику ґрунтоутворення.

11.2. Хімічні елементи та їх сполуки у ґрунтах

Для розуміння причин формування особливостей валового хімічного складу ґрунту і його варіювання по профілю завжди необхідно враховувати, що вміст окремих елементів визначається присутністю їх у ґрунті в складі різноманітних конкретних мінеральних і органічних сполук.

Кремній. Вміст цього елемента визначається в основному присутністю в ґрунті кварцу й у меншій мірі первинних і вторинних силікатів і алюмосилікатів. У ряді випадків може бути присутнім, у тому числі й у великих кількостях, аморфний кремнезем у вигляді опала або халцедону, генезис і накопичення яких у ґрунті зв'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 може бути і набагато нижчим.

Алюміній. Вміст алюмінію в ґрунтах зумовлений в основному присутністю польових шпатів, глинистих мінералів і почасти деяких інших, багатих», алюмінієм первинних мінералів, наприклад, слюд, епідотів, граната, корунду. Може бути присутнім і у вільному глиноземі, у вигляді різноманітних

гідроксидів алюмінію (діаспор, беміт, гідраргаліт) в аморфній або кристалічній формі. Валовий вміст Al_2O_3 у ґрунтах звичайно коливається від 1-2 до 15-20%, а у фералітних ґрунтах тропіків і бокситах може перевищити 40%.

Залізо. Цей елемент присутній у ґрунтах у складі як первинних, так і вторинних мінералів, будучи компонентом магнетиту, гематиту, титаномангнетиту, глауконіту, рогових обманок, піроксенів, біотиту, хлоритів, 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 феромагnezіальних порід і до 20-50 у фералітних ґрунтах і латеритах тропіків. У ґрунтах також часто спостерігаються залізисті конкреції і прошарки.

За С.В.Зонном (1982), сполуки цього елемента в ґрунтах представлені такими формами:

1) силікатним залізом, що входить до складу кристалічних решіток: а) первинних мінералів; б) вторинних (глинистих) мінералів;

2) несилікатним (вільним) залізом: а) слабо або сильно окристалізованим залізом оксидів і гідроксидів; б) залізистих і гумусово-залізистих аморфних сполук; в) обмінних і воднорозчинних рухливих сполук.

Кальцій. Вміст Са 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 чим 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 в ґрунті гідрогенним шляхом, аж до утворення вапняних або гіпсових кір.

Магній. Валовий вміст Mg у ґрунті звичайно близький до вмісту Са й зумовлений головним чином присутністю глинистих мінералів, особливо монтморилоніту, вермикуліту, хлориту. У крупних фракціях магній міститься в уламках доломітів, олівіні,

рогових обманках, піроксенах; у ґрунтах аридної зони багато магнію акумулюється при засоленні ґрунтів у вигляді хлоридів і сульфатів.

Калій. Вміст K_2O складає в ґрунтах 2-3%. Цей елемент присутній частіше в глинистих мінералах тонкодисперсних фракцій, особливо в гідрослюдах, а також у складі таких первинних мінералів крупних фракцій, як біотит, мусковіт, калієві польові шпати. Поряд із кальцієм, калій відноситься до числа органогенів, необхідних для розвитку рослин; у ряді випадків калій може бути в дефіциті, у зв'язку з чим його внесення в ґрунт позитивно позначається на родючості.

Натрій. Валовий вміст у ґрунті Na_2O лежить біля 1-3%. У ґрунті натрій присутній у складі первинних мінералів, переважно в натрієвмісних польових шпатах. Вміст Na_2O в окремих складових крупних фракцій може досягати 5-6%, тоді як у мулистій фракції не перевищує 0,5-1%. У засоленних ґрунтах сухостепової й аридної зон у значних кількостях може бути присутнім у вигляді хлоридів або входити в поглинальний комплекс ґрунтів, у зв'язку з чим 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.

Марганець. Вміст Mn складає в ґрунті лише декілька десятих або навіть сотих часток відсотка й зумовлений присутністю марганцевих конкрецій, що утворилися в результаті мікробіологічної діяльності. У розсіяному вигляді марганець може входити до складу деяких первинних мінералів (олівінів, піроксенів, епідоту).

Сірка. Вміст S у ґрунті звичайно не перевищує декількох десятих відсотка. Сірка в ґрунті присутня у складі різних органічних сполук як рослинного, так і тваринного походження; у засоленних ґрунтах при наявності значних кількостей сульфатів валовий вміст S може зростати до декількох відсотків. Підвищений вміст сірки у вигляді рухомих сполук може спостерігатися при забрудненні ґрунтів промисловими відходами (випадання з опадами газоподібних викидів сполук сірки). У крупних фракціях ґрунту сірка присутня у складі сульфідів (пірит), гіпсу, вторинних сполук заліза (II), що утворюються при болотному процесі.

Вуглець, азот, фосфор. Ці елементи належать до числа найважливіших органогенів. Присутність їх у ґрунті (перших двох практично цілком) зобов'язана впливу живої речовини і процесам ґрунтоутворення.

Вуглець. У ґрунті він міститься в основному в складі гумусу, а також органічних залишків. Багато вуглецю може знаходитися

в складі карбонатів. Вміст вуглецю в ґрунті коливається від часток відсотка в бідних органічною речовиною піщаних ґрунтах до 3-5 і навіть 10% – у багатих гумусом чорноземах (у торф'янистих і торф'яних горизонтах до десятків відсотків). Значна частина ґрунтів, що використовуються у землеробстві, потребує внесення вуглецю у вигляді органічної речовини.

Азот. Так само, як і вуглець, азот майже цілком зв'язаний у ґрунті з його органічною 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. У природних умовах поповнення в ґрунті резервів азоту в доступних для рослин формах здійснюється азотфіксуючими бактеріями.

Фосфор. Є у ґрунті в дуже незначних кількостях: валовий вміст P_2O_5 складає не більш 0,1-0,2%. Фосфор життєво важливий для рослин, але в більшості ґрунтів, особливо в піщаних, знаходиться в різкому дефіциті, у зв'язку з чим необхідно систематично вносити фосфор в ґрунт, особливо при їхньому інтенсивному використанні в сільськогосподарському виробництві. У ґрунті фосфор є у складі гумусу, органічних залишків, у мінеральній частині ґрунтів у складі апатиту, вторинного болотного мінералу – вівіаніту.

Поряд із перерахованими макроелементами, в ґрунті в дуже невеликих кількостях (тисячні частки відсотка) присутні розсіяні елементи і мікроелементи, однак вони надзвичайно важливі для життєдіяльності рослин. Валовий вміст цих елементів переважно пов'язаний із вмістом у ґрунті первинних мінералів, почасти 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; Si – 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, що містять кварц, тому що в них нерідко зустрічаються субмікроскопічні вкраплення перерахованих первинних мінералів.

Хімічний склад ґрунтів впливає на їхню родючість як безпосередньо, так і визначаючи ті або інші властивості ґрунту, що мають вирішальне значення в житті рослин. З 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, що пов'язані з цілою серією загальних ґрунтових процесів:

1) перехід хімічних елементів з одних сполук в інші в зв'язку з мінеральними перетвореннями;

2) надходження елементів з атмосфери з опадами й імпульверизацією;

3) винос елементів низхідним рухом води в ґрунтові води і далі в гідрографічну мережу, у кінцевому рахунку – в океан;

4) привнесення елементів із ґрунтовими водами;

5) циклічне залучення елемента в біологічний кругообіг.

Тому профіль ґрунтів завжди у певній мірі диференційований за хімічним складом.

Контрольні питання

1. В чому полягає подібність і відмінність ґрунтів і порід за хімічним складом?

2. Які хімічні елементи переважають у ґрунті?

3. Як впливає хімічний склад порід і ґрунтів на ґрунтоутворення?

4. Порівняйте вміст вуглецю у ґрунтах і літосфері та визначте причину розбіжності.

5. Опишіть основні мікроелементи, що зустрічаються в ґрунтах, їх значення для живлення рослин.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В.

Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.

2. Назаренко І.І., Польшина С.М., Нікорич В.А. Ґрунтознавство:

Підручник.- Чернівці:Книги-XXI, 2004.- 400с.

3. Польшина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. –

Чернівці: Рута, 2000, 2001.

4. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.

5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк., 1988.
6. Назаренко І.І. Грунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.

Додаткова

7. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. – Л.: Наука, 1980.
8. Александрова Л.Н., Найдёнова О.А. Лабораторно-практические занятия по почвоведению. – Л.: Агропромиздат, 1989.
9. Атлас почв СССР. – М.: Колос, 1974.
10. Атлас почв Украинской ССР/ Под. ред Н.К. Крупского и Н.И. Полупана. – Киев: Урожай, 1979.
11. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.Б. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.
12. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1974.
13. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
14. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. – Л.: Наука, 1974.
15. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
16. Глазовская М.А. Почвы мира. – Т.1 и 2. – М.: МГУ, 1972 – 1973.

ЛЕКЦІЯ 12.

Родючість ґрунту. Фактори і закономірності природної родючості ґрунтів. Категорії ґрунтової родючості, їх суть і коротка характеристика. Підвищення родючості та окультурювання ґрунтів. Закон «спадаючої родючості ґрунтів», його критика

Основою сільськогосподарського виробництва є ґрунт (земля). Поліпшення його культурного стану – одна із найважливіших умов підвищення родючості. Головне завдання землеробства передбачає максимальне і раціональне використання ґрунтів як головного засобу виробництва в сільському господарстві, забезпечення росту врожайності сільськогосподарських культур.

Не дивно, що в стародавні часи родючість ґрунту, як сонце, вогонь і воду, люди обожнювали: у стародавньому Єгипті богинею родючості ґрунту була Ізида, а у стародавньому Римі – Прозерпіна. У ті часи письменники, філософи, наприклад, **Аристотель**, розглядали неорганічну природу як умову існування рослин і поділяли ґрунти на родючі і неродючі. **Бернард Паліссі** (1563) пояснював ріст рослин дією солей, що містяться у землі: «Сіль є основа життя і росту всіх посівів».

М.В. Ломоносов (1763) вважав, що рослини отримують живлення із повітря. У першій половині ХІХ ст. **Тесер**, який узагальнив погляди своїх попередників (*Деві, Берцеліуса*), дійшов висновку, що рослини живляться гумусом. Він вважав, що родючість повністю залежить від гумусу, оскільки, крім води, він є єдиною речовиною ґрунту, яка здатна служити живленням рослинам.

Пізніше **Шпренгель** висловив думку про те, що для живлення рослин необхідні не тільки «перегнійні» кислоти, але і ще, принаймні, 12 неорганічних елементів: сірка, фосфор, калій, кремній та інші.

У 40-і роки ХІХ ст. століття німецький учений **Ю. Лібіх** висунув теорію мінерального живлення рослин, згідно з якою родючість залежить від кількості мінеральних поживних речовин, які містяться у ґрунті в доступному для рослин стані.

В.Р. Вільямс звернув увагу, що родючість ґрунту залежить не тільки від кількості мінеральних поживних речовин, але й від запасів вологи. Під родючістю він розумів здатність ґрунту забезпечити життєві потреби рослин у воді і живленні. Він перший поставив питання не про відновлення, а про підвищення родючості ґрунту, запропонував травопільні сівоzmіни і обожнював ґрунтову структуру.

Для отримання високих і стійких врожаїв необхідно

вкладання праці і коштів у землю, удобрення, правильне і своєчасне застосування технологічних процесів. У зв'язку з останнім при швидкому розвитку виробничої сили всі старі машини замінюються на більш вигідні. Земля, навпаки, постійно поліпшується, якщо правильно поводитися з нею.

Отже, під **родючістю ґрунту** розуміють здатність ґрунту забезпечувати рослини всіма необхідними умовами росту і розвитку (а не тільки водою й елементами живлення).

12.1. Фактори і закономірності природної родючості ґрунтів

Питання про родючість ґрунтів має давню історію. Люди ще на зорі землеробства помітили, що врожай залежить від властивостей ґрунтів. Видатний діяч стародавнього Риму **Колумелла** ще тоді доказував у досить образній формі, що земля – «це діва завжди юна і красива, завжди свіжа і молода, завжди здатна бути родючою, якщо тільки зумієш лілейти її молодість, зберігати і підтримувати її ніжне грайливе життя».

Сучасне природознавство розглядає родючість ґрунту як функцію ґрунтоутворюючого процесу, визначаючи його як здатність ґрунту до одночасного забезпечення рослин умовами їх нормального росту і розвитку.

У зв'язку з тим, що ознакою родючості ґрунту є величина врожаю, яка обумовлюється сукупністю властивостей, здатних забезпечувати рослини всім необхідним, **О.М. Грінченко** (1984) зобразив їх у вигляді шестикутника, у кожному з кутів якого стоїть один із факторів, всі вони зв'язані між собою: гумус; гранулометричний склад; будова профілю і щільність; хімічний склад; структура; водно-повітряний і температурний режими; рослинність і мікробіологічна активність (рис. 1).

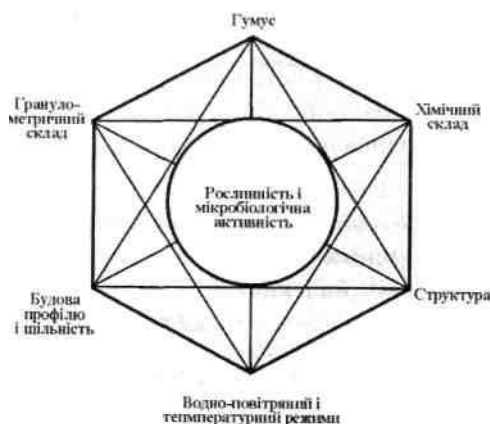


Рис. 1. Природні фактори родючості (за О.М. Грінченко)

Тільки врахування всієї сукупності факторів дає можливість підвищувати врожай. Дія лише на один з факторів родючості на певному етапі призводить до зниження врожаю. Дослід, проведений у Німеччині (дослід Вольні), враховує дію на рослини

трьох факторів – світла, води і живлення, при одночасному кількісному збільшенні яких прибавка врожаю не зменшувалася. З цих прикладів випливає надзвичайно важливий висновок, сформульований В.Р. Вільямсом: з метою підвищення родючості ґрунту необхідно одночасно подіяти на всі фактори життя і росту рослин. Все це характеризує ґрунт з природно-наукових позицій. Водночас, у характеристиці ґрунту необхідно врахувати і соціально-економічний аспект. Як тільки ґрунт починають використовувати для вирощування культурних рослин, здатність його забезпечувати рослини всім необхідним визначається не тільки природними властивостями, але й характером впливу на нього людини. Останній визначається соціально-економічними умовами суспільства.

Проблему родючості не можна розглядати з відривом від обґрунтування теорії земельної ренти, яка зобов'язана своїм походженням суспільству, а не ґрунту. Рівень родючості тісно зв'язаний з питанням про те, кому належить земля. Родючість розглядається як здатність ґрунту давати врожай.

12.2. Категорії ґрунтової родючості, їх суть і коротка характеристика

У підручниках та наукових працях із землеробства, ґрунтознавства та агрохімії зустрічаємо різні формулювання понять категорій, видів, груп ґрунтової родючості: природна, первинна, актуальна, потенційна, штучна, культурна, відносна, порівнювальна, дійсна, абсолютна, ефективна, економічна. Деякі поняття ототожнюються: родючість природна або потенційна; відносна або порівняльна; ефективна або економічна.

У зв'язку з тим, що родючість ґрунту утворюється під дією природних і соціально-економічних факторів, вона належить до розряду природних і економічних категорій. О.М. Грінченко (1984) вважав за необхідне виділити і використовувати у господарській діяльності три категорії ґрунтової родючості: природну, ефективну і економічну.

Природна родючість ґрунту. Ґрунт як природно-історичне тіло володіє визначеною родючістю, яка називається «природною родючістю». Вона є результатом розвитку ґрунтоутворюючих процесів, які призвели до утворення даного ґрунту як природного тіла, до якого не доторкалась рука людини. Вона притаманна лише цілиним землям. Характеризується комплексом взаємозв'язаних механічних, фізичних, хімічних, фізико-хімічних і біологічних властивостей, які обумовлюють життєдіяльність рослинних організмів. Водночас, рослинність і мікроорганізми також діють на зміну і напрямок ґрунтових процесів, а, отже, і на родючість ґрунту.

Ефективна родючість ґрунту. Як тільки людина починає використовувати ґрунт (землю) з господарською метою, він стає

засобом виробництва. Людина господарською діяльністю (обробітком та іншими технологічними процесами) впливає на розвиток і зміну родючості ґрунту; його родючість проявляється у величині врожаю культурних рослин. Цю категорію виділяють як ефективну родючість, її рівень залежить не тільки від природної родючості ґрунту, але й більше від процесу і характеру сільськогосподарського використання та культури землеробства. Застосування засобів обробітку, добрив, меліоративних заходів проявляється і на напрямку ґрунтоутворення: змінюється природна родючість, створюється її штучний ступінь. Але це не нова категорія родючості, а та сама природна родючість, яка за допомогою штучних заходів набуває більш високого ступеню розвитку. Штучний ступінь родючості і природна родючість зв'язані між собою і впливають на врожайність. Ефективна родючість та її новий штучний ступінь тісно зв'язані з розвитком соціально-економічних умов. Звідси випливає необхідність виділення категорії економічної родючості ґрунту.

Економічна родючість ґрунту. В підручниках і працях деяких учених економічна родючість як категорія не виділяється, вона ототожнюється з поняттям «ефективна родючість». Це поняття «економічна родючість» доцільно виділяти як окрему категорію ґрунтової родючості, адже в суспільному виробництві ґрунт виступає предметом і знаряддям праці. В процесі застосування праці, знарядь і знань, при правильному ставленні ґрунт поліпшується; при цьому змінюється природна і підвищується ефективна родючість, перетворюючись в економічну, яка реалізується у визначеній кількості споживчих вартостей.

Економічна родючість – це здатність землеробства, зумовлена соціально-економічними факторами, використовувати і підвищувати природну родючість ґрунту.

З розвитком науково-технічного прогресу і виробничих сил суспільства створюються умови правильного використання земельних ресурсів і підвищення природної та економічної родючості ґрунту.

12.3. Підвищення родючості та окультурювання ґрунтів

Родючість ґрунту є такою властивістю, яка здатна до відтворення і в природних умовах, і при сільськогосподарському використанні ґрунту. **Відтворення родючості** може бути розширеним, простим і неповним. **Розширене** відтворення родючості – це поліпшення сукупності властивостей ґрунту, які впливають на його родючість. **Просте** – це відсутність помітних змін сукупності властивостей ґрунту, які впливають на його родючість. **Неповне** – це погіршення властивостей ґрунту, які впливають на його родючість. Це широко розповсюджене як у світі, так і у нашій країні, явище має негативні наслідки в природному й соціально-економічному відношеннях. Зниження

родючості ґрунту відбувається за рахунок трьох основних процесів. Перший – антропогенна деградація (ерозія, викликана людиною, вторинне засолення, вторинне заболочення). Другий – виснаження ґрунту (зменшення запасів гумусу, поживних речовин тощо). Третій – стомлення ґрунту (накопичення в ньому різних токсичних елементів, викликаних неправильними сівозмінами, надлишком хімічних засобів тощо).

Для підвищення ефективної і природної родючості треба впроваджувати науково обґрунтовані системи землеробства, що може забезпечити окультурювання ґрунтів.

Окультурювання ґрунтів – систематичне використання заходів щодо підвищення їх родючості з врахуванням генетичних властивостей, вимог сільськогосподарських культур, тобто формування ґрунтів із більш високим рівнем ефективної й потенційної родючості.

Проте, не можна забувати, що окультурювання ґрунту має бути науково обґрунтованим із використанням екологічного підходу. Ще В.В.Докучаєв (1883), порівнюючи ґрунт з породистим конем, зазначав, що нещадна експлуатація та голодний раціон обов'язково викличуть виснаження навіть найсильнішої тварини, тобто найродючішого ґрунту.

Окультурювання ґрунту – це екологічна реорганізація всіх компонентів біогеоценозу, що призводить до антропогенної зміни ґрунтових режимів під потреби однієї рослини.

Таке штучне обмеження біорізноманітності в агроценозі робить подібні екосистеми нестійкими. Саме тому едафотопи агроценозів потребують прискіпливої уваги та бережного ставлення.

12.4. Закон «спадаючої родючості ґрунтів», його критика

Вчення про ґрунтову родючість склалося в процесі розвитку вчення про земельну ренту. Другим аспектом, у якому розвивалося це вчення, була боротьба з мальтузіанською «теорією» народонаселення і законом спадаючої родючості ґрунту, сформульованих у XVIII ст. французьким економістом А.Тюрго у книзі «Роздуми про створення та розподіл багатств» (1766). Згідно із зазначеним законом, кожне вкладання праці і засобів виробництва на одній і тій самій ділянці землі дає все меншу і меншу прибавку врожаю.

«Теорія» мала багато прибічників на початку ХХ ст. і в Україні та Росії, оскільки за її допомогою можна пояснити причини зубожіння людей, затушовуючи при цьому роль соціальних умов. Але закон спадаючої родючості ґрунту має лише відносне й умовне застосування до тих випадків, коли техніка, засоби виробництва залишаються без змін. Головною тезою його прибічників є лише відносне й умовне застосування до вказаних випадків; воно зводиться до того, що якби наступні вкладення праці і капіталу до землі давали не зменшену, а

однакову кількість продукту, тоді навіть було б взагалі розширяти площі, які обробляються. Якщо ж збільшення фактора родючості ґрунту супроводжується, завдяки розвитку науки і техніки, підвищенням технічного рівня у сільському господарстві, то закон спадаючої родючості ґрунту зовсім не справджується в тих випадках, коли техніка прогресує, коли засоби виробництва поліпшуються.

Контрольні питання

1. Проаналізуйте історію вчення про родючість ґрунтів.
2. Опишіть коротко історію розвитку поглядів на сутність родючості ґрунтів.
3. Дайте визначення ґрунтової родючості, критично проаналізуйте закон «спадаючої родючості ґрунтів».
4. Обґрунтуйте виділення категорій родючості ґрунтів.
5. Опишіть фактори природної родючості ґрунтів.
6. Поясніть, для чого проводять окультурювання ґрунту.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І., Польшина С.М., Нікорич В.А. Ґрунтознавство: Підручник. - Чернівці: Книги-XXI, 2004.- 400с.
3. Польшина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
4. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк., 1988.
6. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.

Додаткова

7. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. – Л.: Наука, 1980.
8. Александрова Л.Н., Найдёнова О.А. Лабораторно-практические занятия по почвоведению. – Л.: Агропромиздат, 1989.
9. Атлас почв СССР. – М.: Колос, 1974.
10. Атлас почв Украинской ССР/ Под. ред Н.К. Крупского и Н.И. Полупана. – Киев: Урожай, 1979.
11. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шермет Б.Б. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.
12. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1974.
13. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
14. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. – Л.: Наука, 1974.
15. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.

ЛЕКЦІЯ 13.

Систематика, класифікація та загальні закономірності географії ґрунтів. Поняття про класифікацію ґрунтів. Закономірності розміщення ґрунтів на земній поверхні. Основи ґрунтово-географічного районування. Ґрунтово-біокліматичні пояси, області, зони, провінції, округи, райони. Ґрунтово-географічне районування та загальна схема ґрунтового покриву України

13.1. Поняття про класифікацію ґрунтів

При систематичному описі і вивченні ґрунтів, як і будь-яких інших природних об'єктів, необхідно наперед задатися тим ступенем точності, з якою бажано визначити той або інший об'єкт, що залежить від масштабу дослідження. Саме слово «ґрунт» уже дає об'єкту якийсь визначення, показує його відмінність від інших природно-історичних тіл, скажімо, від гірської породи, дерева, лісу і т.п., звичайно, у випадку, якщо в термін «ґрунт» попередньо вкладене цілком визначене поняття. Якщо необхідно бути більш точним, треба до слова «ґрунт» додати щось ще, якийсь визначення, що показує, який саме ґрунт мається на увазі в даному випадку. Ця задача систематики ґрунтів розв'язується за допомогою системи таксономічних одиниць, або рівнів розгляду.

Слово «таксономія» походить від грецького *taxis* – будуй, порядок, або від лат. *takso* – оцінюю і *номо* – закон.

Таксономічні одиниці (таксони) – це класифікаційні, або систематичні одиниці, що показують клас, ранг або місце в системі яких-небудь об'єктів.

У ґрунтознавстві таксономічні одиниці – це послідовно супідрядні систематичні категорії, що відображають об'єктивно існуючі в природі групи ґрунтів.

В основу сучасної ґрунтової таксономії покладено докучаєвське вчення про ґрунтовий тип, розвинуте згодом у вченнях про типи ґрунтів і типи ґрунтоутворення. Сучасне розуміння типу ґрунту склалося поступово в міру розвитку науки.

Тип ґрунту – велика група ґрунтів, що розвиваються в однотипових біологічних, кліматичних, гідрологічних умовах і характеризуються яскравим проявом основного процесу ґрунтоутворення при можливому сполученні з іншими процесами.

Приклади типів ґрунтів: підзолисті ґрунти, чорноземи, сірі лісові ґрунти, сіроземи, червоноземи. **Тип ґрунту – це опорна, основна одиниця систематики ґрунтів.** Типи ґрунтів можуть бути розділені на дрібніші одиниці і, навпаки, об'єднані в більш

великі. Характерні риси і єдність ґрунтового типу визначаються:

а) однотипністю надходження органічних речовин і процесів їхнього розкладання і перетворення в гумус;

б) однотипним комплексом процесів розкладання мінеральної маси і синтезу орґано-мінеральних новоутворень;

в) однотипним характером міґрації й акумуляції речовин;

г) однотипною будовою ґрунтового профілю і характером генетичних горизонтів;

д) однотипною спрямованістю заходів щодо підвищення і підтримки родючості ґрунтів і меліоративних заходів

В тій чи іншій мірі тип ґрунту як опорна одиниця систематики ґрунтів прийнятий усюди. У різних країнах ця одиниця називається по-різному, але сутність її залишається приблизно єдиною.

Підтип ґрунту – групи ґрунтів у межах типу, що якісно вирізняються проявом основного і додаткового процесів ґрунтоутворення, часто підтипи ґрунтів виділяються як перехідні утворення між близькими (географічно або генетично) типами ґрунтів.

Як правило, у межах кожного типу виділяється «центральної», найбільш типовий підтип і ряд перехідних до інших типів. Поява підтипів може бути зумовлена накладенням додаткового процесу ґрунтоутворення (дерново-підзолистий ґрунт, чорнозем опідзолений); істотною зміною основної ознаки типу (ясно-сірі, сірі, темно-сірі лісові ґрунти); специфікою розташування в межах ґрунтової зони (чорнозем південний); специфікою кліматичної фації в межах ґрунтової зони або підзони (чорнозем типовий помірний, чорнозем типовий теплий, чорнозем типовий холодний).

Рід ґрунту – групи ґрунтів у межах підтипу, якісні генетичні особливості яких обумовлені впливом комплексу місцевих умов, складом ґрунтоутворних порід, складом і розташуванням ґрунтових вод, реліктовими ознаками субстрату (солонцюваті, солончакові, осолоділі, контактні-глейові, залишково-лугові, залишково-підзолисті ґрунти).

Наприклад, серед підтипу чорноземів типових помірних виділяються наступні роди ґрунтів: звичайні, залишково-підзолисті, глибокозакипаючі, залишково-карбонатні, солонцюваті.

Вид ґрунту – групи ґрунтів у межах роду, що розрізняються ступенем розвитку основного ґрунтоутворного процесу.

Наприклад, у межах підзолистих ґрунтів за ступенем розвитку підзолоутворення виділяють види сильно-, середньо- і слабопідзолистих ґрунтів. У межах чорноземів за ступенем розвитку гумусового горизонту виділяють, з одного боку, види малопотужних, середньо-потужних, потужних і надпотужних

чорноземів, а з іншого – види мало-, середньо- і багато- гумусних чорноземів.

Підвид ґрунту – групи ґрунтів у межах виду, що розрізняються за ступенем розвитку супутнього процесу ґрунтоутворення.

Наприклад, можуть бути виділені в межах середньопотужного малогумусного чорнозему підвиди слабо-, середньо- і сильносолонцюватих ґрунтів.

Різновид ґрунту – групи ґрунтів у межах виду або підвиду, що розрізняються гранулометричним складом верхніх ґрунтових горизонтів (легкосуглинкові, середньосуглинкові, супіщані, глинисті, піщані та інші ґрунти).

Розряд ґрунту – групи ґрунтів, що утворилися на однорідних у літологічному або генетичному відношенні породах (на лесах, морені, алювії, граніті, вапняку і т.д.).

Підрозряд ґрунту – група ґрунтів, що розрізняються ступенем сільськогосподарського освоєння або ступеня еродованості (слабо-, середньо-, сильнозмитий ґрунт, слабо-, середньо-, сильноо-культурений ґрунт).

Отже, повне найменування будь-якою конкретного ґрунту, відповідно до існуючих уявлень, складається з назв усіх таксонів, починаючи з типу ґрунту і кінчаючи тим рівнем, який допускається масштабом дослідження, що особливо важливо враховувати при ґрунтово-картографічних роботах.

Треба мати на увазі, що номенклатура нижчого таксономічного рівня часто має безпосереднє відношення тільки до деякої частини вищого таксономічного рівня. Наприклад, виділяти види дерново-підзолистих ґрунтів за ступенем оглеєння доцільно тільки для дерново-підзолистих оглеєнних ґрунтів; а ступінь солончакуватості вказується тільки для чорноземів солончакуватих і т.п.

Приклад повної назви ґрунту з обліком усіх таксономічних рівнів: чорнозем (**тип**) типовий помірний промерзаючий (**підтип**) глибоко закипаючий (**під**) середньогумусний середньопотужний (**вид**) слабосолонцюватий (**підвид**) важкосуглинковий (**різновид**) на лесі (**розряд**) слабко змитий (**підрозряд**).

Наведений приклад показує всю громіздкість прийнятої номенклатури ґрунтів, її описовий по суті характер, а не термінологічний. З іншого боку, з цього прикладу чітко видно, як важко замінити таку назву якимось коротким благозвучним терміном, що характеризував би істотні особливості даного об'єкта.

Розглянута вище система таксономічних одиниць прийнята в СНД. У інших країнах існує подібна таксономія, але зі своїми, насамперед мовними, особливостями.

13.2. Закономірності розміщення ґрунтів на земній поверхні

Географія ґрунтів – один з важливих розділів ґрунтознавства. Вона вивчає закономірності просторового поширення ґрунтів і є основою їх обліку і оцінки як природного ресурсу. Знання законів географії ґрунтів, зональних і регіональних особливостей ґрунтового покриву потрібне для раціонального використання земельних ресурсів, охорони та меліорації ґрунтів.

Як наукова дисципліна, географія ґрунтів виникла і почала розвиватись на початку 80-х рр. ХІХ ст., коли **В.В.Докучаєв** та його учні заклали основу наукового ґрунтознавства та встановили зональне поширення основних типів ґрунтів. Важливу роль у розвитку географії ґрунтів відіграє картографія.

Географія ґрунтів одночасно вивчає закономірності просторових змін ґрунтів і їх причини. Причинами цих змін едафотопів є просторові зміни факторів ґрунтоутворення (клімату, ґрунтоутворюючих порід, рельєфу, біоти, діяльності людини, тривалості ґрунтоутворення тощо). Отже, закономірності географічного поширення ґрунтів є результатом складної взаємодії всіх факторів ґрунтоутворення.

Основними законами географії ґрунтів є: **1) закон горизонтальної зональності. 2) закон вертикальної зональності: 3) закон фаціальності ґрунтів: 4) закон аналогічних топографічних рядів** («зональних типів ґрунтових комбінацій»).

Вчення про фактори ґрунтоутворення зв'язано з поняттям про ґрунтові зони як основні форми організації ґрунтового покриву планети. На основі цього В.В.Докучаєв висунув положення, що ґрунти на земній поверхні підкоряються загальному заповіді **природної широтної зональності**: кожній природній зоні відповідає свій зональний тип ґрунту. Закон горизонтальної зональності він сформулював у праці «До вчення про зони природи» (1899). Згідно з цим законом, основні типи ґрунтів поширені на поверхні континентів земної кулі широкими смугами (зонами), які послідовно змінюють одна одну відповідно до зміни клімату, рослинності та інших факторів ґрунтоутворення. Цей закон проявляється в наявності на земній поверхні ґрунтово-біокліматичних поясів, які перетинають континенти. В північній півкулі виділяють п'ять широтних ґрунтово-біокліматичних поясів: полярний, бореальний, суббореальний, субтропічний і тропічний. Для кожного поясу характерні свої ряди типів ґрунтів, які не зустрічаються в інших поясах. Усе це було доведено на прикладі великого простору Російської рівнини. Нижче наведені ґрунтові пояси і ґрунти, які

їм відповідають.

Так, арктичному поясу відповідають арктичні пустельні та типові гумусні ґрунти; у субарктичному поясі в межах тундрової зони – тундрові глейові ґрунти і торф'яні. Бореальному поясу відповідають підзолисті, болотно-підзолисті і болотні ґрунти; суббореальному поясу – широколистяні ліси з бурими і сірими лісовими ґрунтами, Лісостеп з опідзоленими і вилугуваними чорноземами та сірими лісовими ґрунтами, Степ з типовими, звичайними і південними чорноземами, Сухий степ з каштановими, засоленими і лужними ґрунтами. Отже, кожна природна зона характеризується не одним типом ґрунту, а визначеним набором часто генетично не зв'язаних між собою ґрунтів.

У післядокучаєвський період було доведено, що на кожному континенті існують свої особливості, закономірності у розміщенні ґрунтових зон. Вони залежать не тільки від біокліматичних умов географічного поясу, але й від віку, геологічної будови, тектоніки, близькості чи віддаленості від морських або океанічних басейнів. Ці ґрунтові зони часто не суцільні, а деколи островні серед інших ґрунтових зон.

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

Пізніше була встановлена деяка невідповідність між схемою вертикальної зональності ґрунтів і розміщенням окремих типів ґрунтів у різних гірських регіонах. **С.С. Неуструєв** зазначав, що невідповідність ґрунтових типів вертикальним зонам пов'язано з: **а) експозицією схилу; б) інтерференцією (вклинюванням, випаданням) зон; в) інверсією зон; г) міграцією зон.**

За **С.О. Захаровим** під інтерференцією розуміють повне випадання ґрунтових зон. Наприклад, у горах південного Закавказзя немає гірсько-лісових і гірських чорноземів між зонами каштанових і гірсько-лучних ґрунтів. Інверсія ґрунтових зон виражається у зворотному розподілі ґрунтових зон. Під міграцією ґрунтових зон розуміють проникнення однієї зони в іншу (наприклад, по гірських чи річкових долинах).

Закон фаціальності ґрунтів обґрунтували **А.І. Прасолов** та **І.П. Герасимов**. Суть його полягає в тому, що місцеві провінційні (фаціальні) особливості клімату зумовляють появу специфічних місцевих ознак ґрунтів і навіть формування інших типів.

Така різноманітність зумовлена неоднаковою континентальністю клімату, неоднаковим сезонним розподілом опадів тощо.

Закон аналогічних топографічних рядів (вчення про зональні ґрунтові комбінації) остаточно сформулювали при проведенні великомасштабних ґрунтово-картографічних досліджень для потреб землевпорядкування. Основи його закладено в працях **В.В.Докучаєва, М.М.Сибірцева, Г.М.Висоцького, М.О.Дімо, С.О.Захарова, С.С.Неуструєва** та інших учених. Суть закону в тому, що поширення ґрунтів на великих територіях (в межах зон) зумовлене переважно впливом рельєфу, ґрунтоутворюючими породами та іншими місцевими умовами ґрунтоутворення. У всіх зонах ця закономірність має аналогічний характер: на підвищених елементах залягають автоморфні, генетично самостійні ґрунти, яким властива акумуляція малорухомих речовин, на понижених елементах рельєфу формуються генетично підпорядковані ґрунти (гідроморфні), які акумулюють в своїх горизонтах рухомі продукти ґрунтоутворення; на схилах залягають перехідні ґрунти. В наш час вивчення топографічних закономірностей поширення ґрунтів виділилось в окремий напрям географії ґрунтів під назвою «вчення про структуру ґрунтового покриву» (**В.М.Фрідланд, 1972**).

13.3. Основи ґрунтово-географічного районування. Ґрунтово-біокліматичні пояси, області, зони, провінції, округи, райони

Ґрунтово-географічне районування – це поділ території на ґрунтово-географічні регіони, однорідні за структурою ґрунтового покриву, поєднанням факторів ґрунтоутворення і можливостями сільськогосподарського використання ґрунтів.

Сучасна схема ґрунтово-географічного районування розроблена ґрунтовим інститутом ім. В.В.Докучаєва (м. Москва) спільно з іншими установами (1962), у цій розробці прийнято таку систему таксономічних одиниць:

1. Ґрунтово-біокліматичний пояс
2. Ґрунтово-біокліматична область

Для рівнинних територій

3. Ґрунтова зона
4. Ґрунтова провінція
5. Ґрунтовий округ
6. Ґрунтовий район

Для гірських територій

3. Гірська ґрунтова провінція (вертикальна структура ґрунтових зон)
4. Вертикальна ґрунтова зона
5. Гірський ґрунтовий округ
6. Гірський ґрунтовий район

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

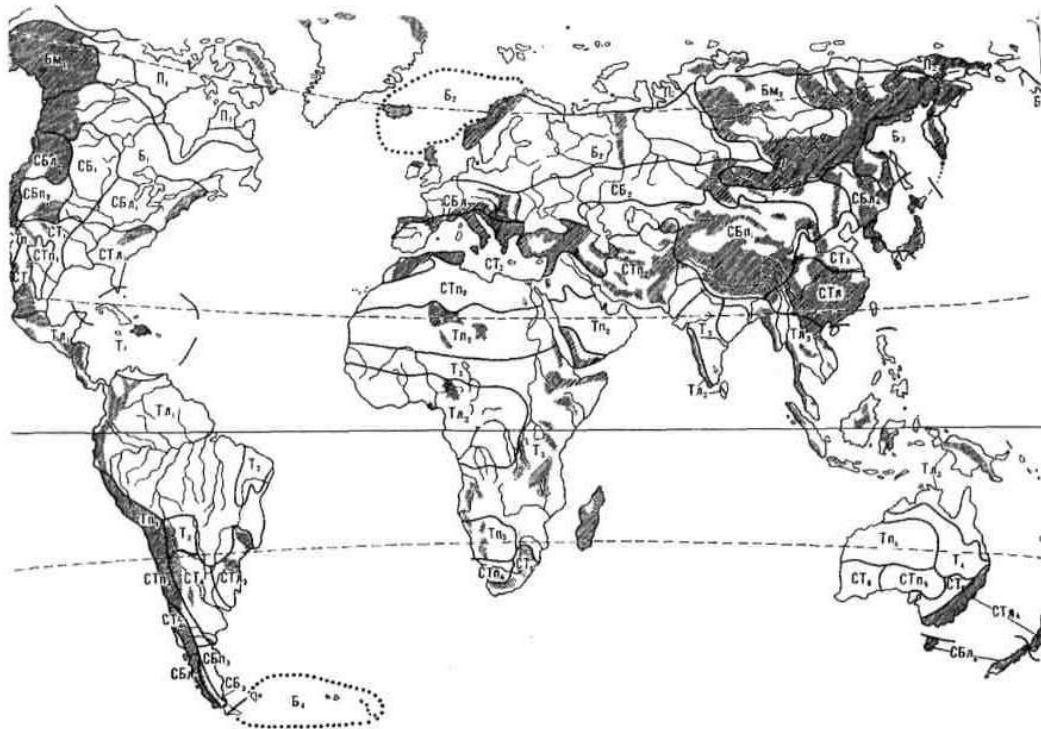


Рис. 1. Схема ґрунтово-біокліматичних областей світу

1. Полярні області (П): П1 – Північноамериканська; П2 – Євразійська.

2. Бореальні мерзлотно-тайгові області (Бм): Бм1 – Північноамериканська; Бм2 – Східносибірська.

3. Бореальні тайговолісові області (Б) : Б1 – Північноамериканська; Б2 – Євразійська; Б3 – Східно-Азіатська; Б4 – Вогняно-земельна.

4. Суббореальні лісові області (Сбл) : Сбл1 – Північноамериканська Східна; Сбл2 – Північноамериканська Західна; Сбл3 – Західноєвропейська; Сбл4 – Східно-Азіатська; Сбл5 – Південноамериканська; Сбл6 – Новозеландська.

5. Суббореальні степові області (СБ) : СБ1 – Північноамериканська; СБ2 – Євразійська; СБ3 – Південноамериканська.

6. Суббореальні пустельні та напівпустельні області (Сбп): Сбп1 – Центральноазіатська; Сбп2 – Північноамериканська; Сбп3 – Південноамериканська.

7. Субтропічні вологі лісові області (СТл) : СТл1 – Північноамериканська; СТл2 – Східно-Азіатська; СТл3 – Південноамериканська; СТл4 – Австралійська.

8. Субтропічні перехідні області (СТ) : СТ1 – Північноамериканська; СТ2 – Середземноморська; СТ3 – Східно-Азіатська; СТ4 – Південноамериканська; СТ5 – Південно-Африканська; СТ6 – Австралійська.

9. Субтропічні пустельні і напівпустельні області (СТп) : СТп1 – Північноамериканська; СТп2 – Афро-Азіатська; СТп3 – Південноамериканська; СТп4 – Південно-Африканська; СТп5 – Австралійська.

10. Тропічні лісові області (Тл): Тл1 – Американська; Тл2 – Африканська; Тл3 – Австрало-Азіатська.

11. Тропічні саванні області (Т): Т1 – Центральноамериканська; Т2 – Південноамериканська; Т3 – Афро-Азіатська; Т4 – Австралійська.

12. Тропічні пустельні та напівпустельні області (Tn): Tn1 – Південноамериканська; Tn2 – Афро-Азіатська; Tn3 – Південно-Африканська; Tn4 – Австралійська.

Ґрунтово-біокліматичний пояс – це сукупність ґрунтових зон і гірських ґрунтових провінцій, об'єднаних подібністю радіаційних і термічних кліматичних умов (полярний, бореальний, суббореальний, субтропічний, тропічний).

Для кожного поясу характерний свій великий ряд типів ґрунтів, які не зустрічаються в інших поясах. Ці ґрунти мають подібні термічні режими ґрунтоутворення.

У межах кожного поясу виділяють ґрунтово-біокліматичні області.

Ґрунтово-біокліматична область – це сукупність ґрунтових зон і гірських провінцій, об'єднаних (крім радіаційних і термічних умов) подібними умовами зволоження і континентальності, які зумовляють особливості ґрунтоутворення, вивітрювання і розвитку рослинності на даній території. За ступенем континентальності області поділяють на океанічні, континентальні і екстраконтинентальні, за характером зволоження – на гумідні (з лісовим, тайговим або тундровим рослинним покривом), перехідні (субгумідні, субаридні – з степовим, ксерофітно-лісовим і саванним рослинним покривом); аридні та екстрааридні (з напівпустельним та пустельним рослинним покривом). Ґрунтовий покрив областей більш однорідний, чим поясів, але все ж він складається з декількох зональних і супутніх інтразональних ґрунтових типів. Тому в кожній області виділяють звичайно 2-3 ґрунтові зони.

Ґрунтова зона – ареал одного або двох зональних типів ґрунтів і супутніх йому інтразональних ґрунтів. В середині ґрунтових зон на переході до сусідніх зон виділяються **ґрунтові підзони** – частини зони, витягнуті в тому ж напрямку, на території яких розповсюджені певні зональні підтипи ґрунтів.

Ґрунтова провінція – частина ґрунтової зони, яка відрізняється специфічними особливостями ґрунтів і умовами ґрунтоутворення (зволоження, континентальність клімату, температура). **Ґрунтовий округ** – частина ґрунтової провінції з певним типом структур ґрунтового покриву, який зумовлений характером рельєфу і ґрунтоутворюючих порід. **Ґрунтовий район** – частина ґрунтового округу, яка характеризується однотипною структурою ґрунтового покриву (закономірним чергуванням в межах району тих самих ґрунтових комплексів). Райони відрізняються лише кількісним співвідношенням родів, видів та різновидів ґрунтів. **Гірська ґрунтова провінція** – ареал поширення чітко визначеного ряду вертикальних ґрунтових зон, який зумовлений положенням гірської країни в системі ґрунтово-біокліматичних областей.

Значення інших таксономічних одиниць районування

ґрунтів однакові для рівнинних і гірських територій.

Тривалий час учені багатьох країн працювали над проблемою ґрунтово-географічного районування світу. Детальну характеристику ґрунтового покриву земної кулі наведено в спеціальних монографіях і підручниках **М.А.Глазовської** (1972-1973), **Б.Г.Розанова** (1977), **М.М.Розова** і **М.М.Строганової** (1979). Зусиллями ґрунтознавців і агрономів різних країн складено **загальну схему ґрунтово-біокліматичних областей світу** (рис. 1).

Таке районування дає змогу оцінити в узагальненій формі поширення головних типів ґрунтів Земної кулі в тісному зв'язку з кліматичними умовами.

13.4. Ґрунтово-географічне районування та загальна схема ґрунтового покриву України

Ґрунтовий покрив України дуже різноманітний. Номенклатура ґрунтів, прийнята при великомасштабному ґрунтовому картуванні, нараховує біля 650 видів. Якщо ж узяти до уваги різновиди за гранулометричним складом, материнською породою, ступенем еродованості, засоленості і т.п., за якими не всі ґрунти підрозділені, то кількість ґрунтових індивідуумів зросте до декількох тисяч. Розподілено всю цю розмаїтість ґрунтів на території країни нерівномірно: по-перше, відповідно загальної фізико-географічної (ландшафтної) зональності; по-друге, у зв'язку з місцевими (провінційними) особливостями природної обстановки. Але поряд із дуже строкатими в ґрунтовому відношенні територіями, як, наприклад, Полісся, Лісостеп, гірські провінції, на величезних просторах Степу, що займають майже половину площі країни, ґрунтовий покрив простий – монотонний на великих відстанях. Ступінь складності ґрунтового покриву визначається не тільки типологічною розмаїтістю ґрунтів, але і різними їхніми сполученнями, розмірами і формою контурів.

Існуючі ґрунтові сполучення різних рангів дуже численні, але їхня розмаїтість легко укладається в порівняно невелике число макротипів структур ґрунтового покриву. Отже, типи ґрунтового покриву генетично нерозривно зв'язані з фізико-географічною обстановкою – ландшафтними типами місцевості. Тому географія ґрунтового покриву на території України (як і скрізь на земній суші) тісно зв'язана з фізичною (ландшафтною) географією. Ґрунтові регіони різних територіальних рангів до деталей повторюють фізико-географічні регіони (області, пояси, зони, підзони і провінції). І тому, що ці ландшафтні регіони на території країни суворо закономірні, то також закономірно розподілені і типи ґрунтового покриву, що представляють ці регіони (Фізико-географічне районування УРСР, 1968).

Ґрунтовий покрив країни чітко зональний, тому що також чітко зональний і розподіл на цій території двох основних природних чинників – клімату і рослинності. Існуючі на Україні найбільші великі фізико-географічні, а отже, і ґрунтові регіони (пояси, області і зони) є по суті південно-західним продовженням тих же регіонів на великій території Східноєвропейської (Російської) рівнини, де вони класично виражені.

Агроґрунтове районування України в 60-і роки здійснене ґрунтознавцями Українського НДІ ґрунтознавства та агрохімії. Територія України має два ґрунтово-біокліматичні пояси – бореальний (помірно холодний – Полісся) і суббореальний (помірний – інша частина території). Крім цих двох, чітко виявлений третій субтропічний теплий пояс, поданий дуже незначною територією (частиною південного берега головної Кримської гряди). Пояси й області поділені на ґрунтові зони. Перелік їх приведений на схемі агроґрунтового районування України (рис.2).



Рис. 2. Агроґрунтове районування України

Лише одна степова зона на Україні підрозділена на підзони – північну степову з чорноземами звичайними та південну степову з чорноземами південними. У межах зон і підзон виділені провінції і підпровінції. Вони виділяються за сукупністю показників, що визначають своєрідність ґрунтового покриву. Підставою до виділення провінцій в окремих випадках служать фаціальні особливості ґрунтів, обумовлені місцевими особливостями клімату. За фаціальними особливостями ґрунтів або за

відомими модифікаціями структури ґрунтового покриву виділяються підпровінції:

П – зона змішаних лісів дерново-підзолистих типових і оглеєних ґрунтів Українського Полісся: П1 – західна провінція; П2 – центральна правобережна провінція; П3 – лівобережна висока провінція; П4 – лівобережна низинна провінція.

ЛС – Лісостепова зона чорноземів типових і сірих лісових ґрунтів: ЛС1 – західна провінція; ЛС2 – правобережна центральна висока провінція, ЛС21 – північна підпровінція; ЛС22 – південна підпровінція; ЛС3 – лівобережна низинна провінція, ЛС31 – північна підпровінція. ЛС32 – південна підпровінція; ЛС4 – лівобережна висока провінція, ЛС41 – південно-західна підпровінція, ЛС42 – східна підпровінція

С – степова зона чорноземів звичайних і південних: СА – підзона чорноземів звичайних північного Степу: СА1 – південно-західна провінція, СА2 – Дністровсько-Дніпровська провінція, СА3 – Дніпровсько-Донецька провінція, СА4 – Донецька провінція, СА5 – Задонецька провінція; СБ – підзона південно-степова чорноземів південних: СБ1 – Придунайська провінція, СБ2 – Азово-Причорноморська провінція, СБ3 – Кримська провінція, СБ4 – Керченська провінція.

СС – Сухо-степова зона темно-каштанових і каштанових ґрунтів: СС1 – Причорноморська провінція, СС2 – Північно-Кримська провінція.

К – зона буроземних ґрунтів Українських Карпат: КЗП – провінція лугово-буроземних оглеєних ґрунтів Закарпатської низовини: КП – зона бурувато-підзолистих поверхнево оглеєних ґрунтів передгір'їв до 300-500 м а.в.; КПЗ – зона буроземів опідзолених оглеєних закарпатського передгір'я до 125-400 м а.в.; КПЛ – зона гірсько-лугових буроземів полонин з 1200-1500 м а.в.; КГ – зона гірсько-лісових буроземів до 500-1500 м а.в.

Кр – ґрунтові зони Гірського Криму: КрС – зона чорноземів передгірського степу; КрЛС – зона ґрунтів передгірського лісо-степу; КрГ – зона буроземів гірсько-лісових; КрЯ – зона гірсько-лугових ґрунтів яйл; КрП – зона коричневих ґрунтів південного схилу головного гірського хребта.

Контрольні питання

1. Визначте поняття «класифікація ґрунтів», дайте характеристику типу як основної опорної таксономічної одиниці в класифікації.

2. Визначте таксономічні одиниці ґрунтової класифікації нижче типу.

3. Опишіть основні закономірності розміщення ґрунтів на земній поверхні.

4. Охарактеризуйте принципи ґрунтово-географічного районування суші.

5. Охарактеризуйте основні одиниці ґрунтово-географічного районування.

6. Які ґрунтово-біокліматичні пояси виділяються на земній кулі?

7. Коротко охарактеризуйте особливості ґрунтово-географічного районування України.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І., Польчина С.М., Нікорич В.А. Ґрунтознавство: Підручник.- Чернівці:Книги-XXI, 2004.- 400с.
3. Польчина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
4. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк.,1988.
6. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.

Додаткова

7. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. – Л.: Наука, 1980.
8. Александрова Л.Н., Найдёнова О.А. Лабораторно-практические занятия по почвоведению. – Л.: Агропромиздат, 1989.
9. Атлас почв СССР. – М.: Колос, 1974.
10. Атлас почв Украинской ССР/ Под. ред Н.К. Крупского и Н.И. Полупана. – Киев: Урожай, 1979.
11. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.Б. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.
12. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1974.
13. Вернандер Н.Б. География ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
14. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. – Л.: Наука, 1974.
15. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
16. Глазовская М.А. Почвы мира. – Т.1 и 2. – М.: МГУ, 1972 – 1973.

ЛЕКЦІЯ 14.

Ґрунти арктичних і тундрових областей. Арктичні ґрунти. Тундрові глейові ґрунти

У межах полярного поясу виділено дві області: Північно-американську і Євразійську. Кожна з областей ділиться на дві ґрунтові зони – арктичну і субарктичну (тундрову).

14.1. Арктичні ґрунти

Це група ґрунтів арктичної зони. Розповсюджені на островах: Земля Франца-Йосифа, Нова Земля, Північна Земля, Північно-Канадський архіпелаг, в північній частині півострова Таймир. Загальна площа – 7,16 млн. га.

Клімат – полярний, сухий, дуже суворий, середньорічна температура складає $-10 - +14^{\circ}\text{C}$, сума опадів – 50-200 мм на рік, в основному – у твердому вигляді. **Рослинність** – сильно розріджена, переважають водорості, мохи, лишайники, фрагментарно – злаки. Річний приріст біомаси складає одиниці центнерів сухої речовини на 1 га. Корені рослин поширені неглибоко, переважно паралельно поверхні. **Ґрунтоутворні породи** – в основному четвертинні льодовикові, водно-льодовикові, морські легкого гранскладу. **Рельєф**: панують льодовикові абразивні та акумулятивні форми, морські тераси (котловини, цирки, горбисто-моренні утворення тощо). Мікрорельєф полігональний.

Процеси ґрунтоутворення: кріогенез – ґрунтоутворення під впливом вічної мерзлоти (переважно фізичне вивітрювання мінералів, неосинтез глин відсутній, накопичення водорозчинних сполук). Спостерігається озалізнення – накопичення заліза, пов'язане з його кріогенним підтягуванням в умовах сезонної зміни ОВП.

Потужність профілю арктичних ґрунтів визначається глибиною сезонного розмерзання й складає в середньому 40 см. Ґрунти зустрічаються фрагментарно. Профіль слабо диференційований, скелетний (рис. 1):

Но – мохова або лишайникова підстилка;

Н – гумусовий, коричнево-бурий, зернистий, тріщинуватий, потужністю 4-10 см;

НР – бурий, брилистий, тріщинуватий, грудкувато-горіхуватий, потужністю 35-45 см, часто – тиксотропний;

Р – материнська порода, уламки буруватого кольору.

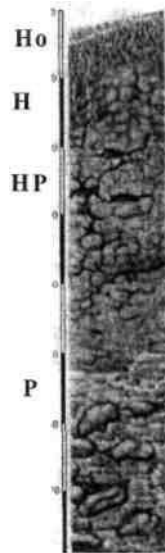


Рис. 1. Типовий арктичний ґрунт

Арктичні ґрунти містять 1-4% гумусу, що має рівномірний профільний перерозподіл, $S_{псСфк} = 0,4-0,5$; $pH = 6,4-6,8$. $ЄП = 12-15$ мг-екв, $СНО = 96-99\%$ У верхній частині спостерігається накопичення Fe_2O_3 Мало мулу, переважають піщані фракції.

Виділяють два підтипи арктичних ґрунтів: пустельні й типові гумусові. **Пустельні** арктичні ґрунти розповсюджені в північній частині зони, під дуже розрідженою рослинністю, часто мають сольову й водоростеву кірку, нейтральну або слабо лужну реакцію середовища, гумусовий горизонт дискретний, потужністю біля 4 см.

Типові гумусові арктичні ґрунти відрізняються значно потужнішим гумусовим горизонтом, більшим вмістом гумусу, відсутністю сольових акумуляцій, слабо кислою реакцією середовища.

Ґрунти скелетні, оглеєння відсутнє у зв'язку з малою кількістю опадів і легкою материнською породою, тріщинуватістю й щебенюватістю. Арктичні ґрунти в сільському господарстві не використовуються, але на них можна організовувати мисливські угіддя й заповідники.

14.2. Тундрові глейові ґрунти

Типові для тундрової (субарктичної) зони, що являє собою смугу різної ширини по північній околиці Євразії та Північної Америки. Площа ґрунтів у світі біля 39 млн. га.

Клімат тундри субарктичний, середньорічна температура знаходиться в межах $-2 - +12^{\circ}C$, опадів випадає 100-250 мм на рік. **Рослинність** переважає мохова, лишайникова, чагарникова, найхарактерніша ознака – відсутність лісу. Слово «тундра» у перекладі з карельської означає «безлісся». Тундра за характером рослинності ділиться на такі підзони: арктичну,

лишайниково-мохову, чагарникову та лісотундру. Найбільш типовою є лишайниково-мохова. **Ґрунтотворні породи** являють собою різні типи льодовикових, морських, озерно-алювіальних відкладів різноманітного гранскладу. Вічна мерзлота знаходиться на глибині від 0,2 до 1,6м. **Рельєф** переважно рівнинний, мікрорельєф – пагорбковий. Велика кількість озер, боліт, верхових торф'яників.

Процеси, що призводять до утворення ґрунтів, такі: інтенсивне фізичне й слабе хімічне вивітрювання, слабкий неосинтез глин, кріогенний волого- і масообмін, оглеєння, що спостерігається дуже часто у зв'язку з застоєм води на вічній мерзлоті, інколи – накопичення солей і карбонатів. Неприятливі умови для розкладу, мінералізації та гуміфікації органічної речовини призводять до формування торфу, оторфованої маси та фульвокислот. Можливе також надмерзлотне горизонтальне елювіювання. Описаний тип ґрунтоутворення має назву тундрово-глейовий. У найбільш загальному вигляді **профіль** типового тундрово-глейового ґрунту має таку будову (рис.2):

Но – підстилка напіврозкладена мохово-лишайникова, потужністю 3-5см;

Н (НТ,Т) – грубогумусовий, торф'яний або перегнійний, різної потужності (5-30см), темно-бурий чи сірий, суглинковий, багато коренів;

НPG1 – глейовий, плямистий, вологий, іноді тиксотропний, сизий із іржавими чи бурими плямами;

Р – материнська порода.

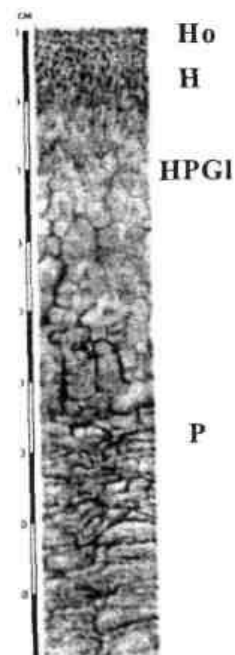


Рис. 2. Типовий тундрово-глейовий ґрунт

Структура всіх горизонтів – криогенна, зерниста або грудкувата, але абсолютно неводостійка. Гумусу – до 10%, в Т чи НТ – до 40%, в його складі переважають фульвокислоти (СпеСфк =0,1-0,8), рухомий, багато неспецифічних органічних сполук, може накопичуватись у надмерзлотному шарі. Реакція середовища – від кислоти до слаболужної, ЄП невелика (10-20 мг-екв), СНО = 45-100%, великий вміст Fe. Висока щільність, низька пористість.

Аркто-тундрові ґрунти розташовуються в північній частині тундри під осоково-різнотравною рослинністю, мають дуже малопотужний тріщинуватий профіль: **Но+НТ+НРGI+Р**. **Гумусні тундрово-глейові** ґрунти характеризуються гумусовим профілем потужністю 40-60см: **То+Н+НРGI+Р**, більше дреновані, ніж попередні, рН біля 7. **Торф'яні тундрово-глейові** ґрунти погано дреновані: **То+Т+НРGI+PGI**, потужністю 60-100 см, зольність торфу досягає 30%, кислі та сильно кислі (рН = 3,7-5,3).

Перегнійні ґрунти: **То+НТ+НРGI+PGI**, слабокислі, СНО = 50-70%. **Дернові тундрово-глейові** ґрунти утворюються під злаково-різнотравною рослинністю: **То+Нд+Н+НРGI+PGI**, містять 3-7% гумусу. **Опідзолений** підтип знаходиться в лісотундрі: **Но+Н(НТ)+НЕ+IGI+PGI**. **Ілювіально-гумусовий** ґрунт утворюється в південній частині тундри й лісотундрі на легких породах, які мають добрий дренаж, неоглеєні: **Но+НТ(Т)+I_hFe+Р**. Своєрідний ілювіально-гумусово-залізистий горизонт – бурий, червонувато-бурий, піщаний. Часто профілі субарктичних ґрунтів деформовані, Н- або Т-горизонти відсутні, мінеральні горизонти вигнуті, розірвані, поховані.

Субарктичні ґрунти поділяють на типи за наявністю оглеєння (табл. 1).

Таблиця 1.
Класифікація субарктичних ґрунтів

Типи	Підтипи	Роди	Види
Тундровий глейовий	Аркто-тундровий	За ступенем оглеєння	За ступенем опідзолення
Тундровий неглейовий	Гумусний Торф'яний Перегнійний Дерновий Опідзолений Гумусний Ілювіально-гумусний		

Використовують їх переважно як кормову базу для оленярства. У південній частині тундри можливе локальне вирощування овочів, коренеплодів, трав при внесенні органічних і мінеральних добрив.

Контрольні питання

1. Дайте характеристику умовам ґрунтоутворення арктичної ґрунтової зони полярного поясу.
2. Дайте порівняльну характеристику арктичних ґрунтів.
3. Поясніть вплив умов ґрунтоутворення на формування ґрунтового покриву субарктичної (тундрової) зони полярного поясу.
4. Охарактеризуйте особливості морфології, властивостей і використання тундрово-глейових ґрунтів.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І., Польчина С.М., Нікорич В.А. Ґрунтознавство: Підручник.- Чернівці:Книги-XXI, 2004.- 400с.
3. Польчина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
4. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк.,1988.
6. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.

Додаткова

7. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. – Л.: Наука, 1980.
8. Александрова Л.Н., Найдёнова О.А. Лабораторно-практические занятия по почвоведению. – Л.: Агропромиздат, 1989.
9. Атлас почв СССР. – М.: Колос, 1974.
10. Атлас почв Украинской ССР/ Под. ред Н.К. Крупского и Н.И. Полулана. – Киев: Урожай, 1979.
11. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.Б. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.
12. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1974.
13. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
14. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. – Л.: Наука, 1974.
15. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
16. Глазовская М.А. Почвы мира. – Т.1 и 2. – М.: МГУ, 1972 – 1973.

ЛЕКЦІЯ 15.

Ґрунти бореальних областей. Підзолисті ґрунти тайгово-лісової зони. Дерново-підзолисті ґрунти. Мерзотно-тайгові ґрунти. Болотні ґрунти. Дернові ґрунти. Болотно-підзолисті ґрунти

Бореальний ґрунтово-біокліматичний пояс займає значні території Північної Америки, Європи й Азії. У межах бореального поясу виділено дві групи областей: тайгово-лісові і мерзотно-тайгові. В тайгово-лісовій зоні основними типами ґрунтів є підзолисті й дерново-підзолисті, а в мерзотно-тайговій – криогенні мерзотно-тайгові ґрунти.

15.1. Підзолисті ґрунти тайгово-лісової зони

Основним процесом ґрунтоутворення в зоні є один із різновидів елювіального – **підзолистий**. Суть підзолистого процесу полягає в руйнуванні у верхній частині профілю первинних і вторинних мінералів за рахунок їх кислотного гідролізу та виніс продуктів руйнування в нижні горизонти. В найтипівішому вигляді підзолистий процес проходить під хвойним лісом з моховим покривом і при короткочасному перезволоженні.

Теорія утворення підзолистих ґрунтів розроблялася багатьма вченими. «Підзол» – російське слово, введене *В.В.Докучаєвим* для позначення ґрунтів, верхній горизонт яких за кольором нагадує пічну золу. *В.В.Докучаєв, П.А.Костичев, М.М.Сибірцев* вважали, що підзоли сформувались під впливом перегнійних кислот при участі лісової рослинності. *К.К.Гедройц* рахував, що дія води на колоїди та мінерали призводить до витіснення іоном H^+ з ґрунту інших обмінних іонів, у результаті чого ґрунтово-поглинальний комплекс руйнується. Це твердження не справдилось, оскільки H^+ -іону з води утворюється мало.

В.Р.Вільямс твердив, що причиною підзолоутворення є деревинна рослинність: у лісовій підстилці йде грибний анаеробний процес розкладу, продуктом якого є «кренова кислота», яка руйнує мінерали ґрунту. Ця гіпотеза містить ряд протиріч, але сам біохімічний підхід до проблеми розвився в подальшому *В.В.Пономарьовою*, яка і є основоположником **сучасної точки зору**. Головні тези цієї теорії наступні. Деревинні й мохово-лишайникові залишки накопичуються переважно на поверхні ґрунту у вигляді лісової підстилки. Вона малозольна, містить багато лігніну, восків, смол, дубильних речовин. Лісова підстилка розкладається в цих умовах переважно грибною

мікрофлорою, оскільки вона найменш вимоглива. У результаті дефіциту основ під її дією утворюються органічні кислоти – фульвокислоти й низькомолекулярні. Вони дуже агресивні, в умовах промивного водного режиму попадають у ґрунт, взаємодіючи з його мінеральними сполуками, руйнують їх на оксиди Si, Fe, Al, лужних і лужноземельних металів. Спочатку з ґрунту вимиваються розчинні сполуки, а потім і більш стійкі продукти руйнування мінералів, найперше – мулистих. Тому верхній горизонт збіднюється на мул. Крім цього, органічні кислоти з'єднуються з R_2O_3 , утворюючи рухомі органо-мінеральні сполуки, які мігрують униз, цим самим верхній горизонт збіднюється на R_2O_3 .

У результаті підзолистого процесу під лісовою підстилкою утворюється **підзолистий** (елювіальний) горизонт з наступними основними ознаками: колір світло – сірий або білястий, збіднений на поживні речовини, мулисті частинки, R_2O_3 , має кислу реакцію, сильну ненасиченість основами, безструктурний або пластинчасто-листуватий.

Частина речовин закріплюється нижче елювіального горизонту, утворюючи **ілювіальний** (I) горизонт. Ілювіальний горизонт збагачений мулистими частинками, R_2O_3 й іншими сполуками, Fe-Mn-конкреціями, органо-мінеральними сполуками у вигляді лакування на гранях структурних відмін, на пісках утворюються ортзанди. В I-горизонті синтезуються вторинні мінерали, він ущільнюється. Багато речовин вимиваються за межі профілю.

У цих же умовах може йти й **гумусоакмулювання** (дерновий процес). Тому ступінь вираження опідзолення залежить від:

- інтенсивності промочування зверху;
- наявності перезволоження й оглеєння;
- характеру материнської породи;
- складу деревних порід.

Поряд із опідзоленням в утворенні підзолистих ґрунтів бере участь лесиваж (ілімеризація). *К.Д.Глінка, Ф.Дюшафур, І.П.Герасимов, С.В.Зонн* стверджували, що лесиваж протікає з участю менш кислого гумусу і супроводжується переміщенням з верхніх у нижні горизонти мулистих фракцій без їхнього хімічного розкладу. Лесиваж найчастіше є попередником опідзолення, інколи ці два процеси йдуть одночасно. Лесиваж складається з механічного переміщення мулу; диспергації глинистої частини й руху її вниз, утворення органо-мінеральних сполук із залізом і переміщення їх у нижні горизонти. Основними критеріями для діагностики лесиважу є стабільність хімічного складу мулу за

профілем ($\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$) і наявність «оптично орієнтованої глини»: при мікроморфологічному аналізі в ілювіальному горизонті виявляється багато пластинок глини певної орієнтації. Ґрунти, в яких елювіальний горизонт формується завдяки лесиважу, називаються псевдопідзолами.

Аналізуючи численні праці про формування ґрунтів з диференційованим профілем на сіалітній корі вивітрювання (підзолистих, дерново-підзолистих, сірих лісових, бурувато-підзолистих тощо), можна зробити висновок, що процес опідзолення й лесиваж одночасно беруть участь в утворенні цих ґрунтів.

Підзолисті ґрунти належать до групи кислих сіалітних елювіально-ілювіально-диференційованих ґрунтів з характерним типом профілю: $\text{Ho}+\text{E}+\text{I}+\text{P}$. Це зональний тип ґрунтів тайгово-лісової зони, розташовуються вони великими масивами на Західносибірській низовині, в Скандинавії, північній і середній частинах Європи, Великобританії, півдні Південної Америки (Вогняній Землі), Північній Америці (центрі і сході Канади, північному заході США), Австралії (південному сході), Новій Зеландії. На Україні підзоли не виділені. Займають площу на території світу 310 млн. га, на території СНД – 132 млн. га.

Клімат: гумідний бореальний, $\text{Kz}>1$, сума опадів 200-600 мм на рік, середньорічна температура складає від +4 до -10°C. Рельєф: рівнинний або плоскогірний, горбисто-хвилястий, тобто різноманітний. Ґрунтоутворні породи: моренні, покривні суглинки та глини, водно-льодовикові, стрічкові глини, елювій і делювій корінних порід, озерно-стародавньоалювіальні – різного гранулометричного складу, добре дреновані, безкарбонатні. Рослинність тайгово-лісова, яка з півночі на південь утворює такі підзони: **північну тайгу** (мохово-лишайникові розріджені ялинові ліси з домішками берези чи модрини); **середню тайгу** (високі й густі ялинові та ялицеві ліси з зеленими мохами, домішками сосни, кедру, модрини, дуже заболочені); **південну тайгу** (хвойні, широколистяні та змішані ліси з добре розвиненим трав'янистим покривом).

Типові підзолисті ґрунти приурочені, найчастіше, до середньої тайги. Генезис підзолистих ґрунтів включає E-I диференціацію профілю – опідзолення, лесиваж, відбілювання.

Профіль підзолистого ґрунту має таку будову (рис. 1):

Нл – слабзорозкладена лісова підстилка, 5-10 см;

НлН – перехідний, потужністю 2-3 см, сильно збагачений органічними залишками;

Е – підзолистий, потужністю 2-15 см, білястий чи білясто-сірий, плитчастий, шарувато-плитчастий, лускуватий або безструктурний, пухкий;

I – ілювіальний, яскраво забарвлений у вохристо-бурі, бурі тони, дуже щільний, горіхуватий або призматичний, коричневі глянцеві натічні півки, потужний. Якщо ґрунт піщаний, то E – білий, мучнистий, безструктурний; I – менш розтягнутий, часто щільно зцементований $Fe(OH)_3$;

P – материнська порода.

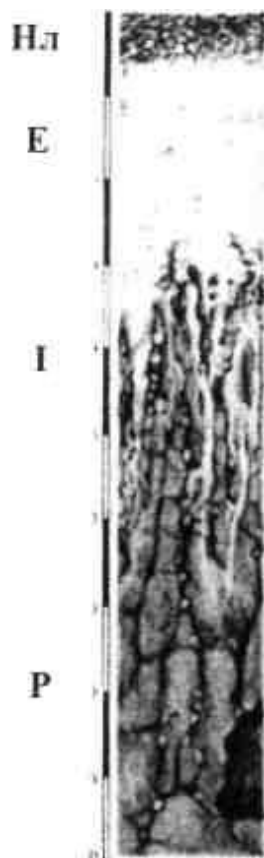


Рис. 1. Типовий підзолистий ґрунт

За гранулометричним складом підзолисті ґрунти, особливо супіщані і суглинкові, різко диференційовані: мінімум мулу – в E, максимум – в I. На піщаних породах диференціація непомітна або відсутня. Хімічний склад характеризується збідненням E-горизонту R_2O_3 і збагаченням його SiO_2 (це важлива діагностична ознака підзолистого процесу), горизонт I має зворотні характеристики. Ґрунти бідні на азот і фосфор. Вміст гумусу малий (1-4%), він зосереджений в Hл-горизонті, різко падає з глибиною, $C_{гк}:C_{фк}=0,4-0,5$. Фізико-хімічні властивості ґрунтів наступні: ЄП – від 2 до 15 мг-екв, реакція середовища кисла ($pH = 3-4$), СНО менший 50%, мінімальна ЄП - в елювіальному горизонті, максимальна – в I. Висока величина обмінної кислотності. Фізичні й водно-фізичні властивості залежать від гранулометричного складу материнської породи і вираження підзолистого процесу: ґрунти безструктурні, максимальна

щільність в І-горизонті, в Е може бути верховодка.

Серед підзолів підтипи виділяють за наявністю оглеєння (табл. 1).

Таблиця 1.
Класифікація підзолистих ґрунтів

Підтипи	Роди	Види
Підзолисті Глеєпідзолисті	Звичайні Залишково-карбонатні Ілювіально-залізисті Ілювіально-гумусові	Слабопідзолисті Середньопідзолисті Сильнопідзолисті Підзоли

Глеєпідзолисті мають чітко виражене оглеєння переважно верхньої частини профілю: **Нл+Eg1+I+P**, зустрічаються на територіях з сильною заболоченістю.

Роди: залишково-карбонатні бувають як виняток, сформувались на карбонатних материнських породах, закипають в Р або І; ілювіально-залізисті утворились на піщаних породах, характеризуються I_{Fe} горизонтом яскраво-вохристого забарвлення; ілювіально-гумусові також легкі за гранскладом, мають I_h-горизонт чорного або коричневого кольору, що містить вміті органо-мінеральні сполуки.

Види виділяються за ступенем опідзолення, тобто за морфологією Е-горизонту: слабопідзолисті – Е плямами; середньопідзолисті – Е суцільний, плитчастий або плитчасто-грудкуватий; сильнопідзолисті – Е плитчастий, розсипчасто-листуватий або лускуватий; підзоли – Е суцільний, мучнистий, білий.

Для підзолистих ґрунтів характерна низька природна родючість, в основному вони знаходяться під лісами. При розорюванні потребують інтенсивного окультурення, яке включає вапнування, регулярне внесення органічних і мінеральних добрив, правильний обробіток, посів багаторічних трав, звільнення від каменів. Проте цей процес довготривалий.

15.2. Дерново-підзолисті ґрунти

Це Е-І-диференційовані кислі ґрунти з профілем типу **Нл+Н+Е+І+Р**. Зональні для південної частини тайгово-лісової зони. У світі вони займають близько 350 млн. га, в СНД – 185 млн. га, в Україні – 2,5 млн. га. В Україні дерново-підзолисті ґрунти є зональними для Полісся, інколи зустрічаються на борючих терасах і стародавніх прируслових валах рік лісостепу й Карпатської гірської області. Великі масиви даних ґрунтів є в Канаді (центральної і східної частині), США (північному сході), середній та східній Європі, Японії, Далекому Сході Євразії.

Клімат зони розповсюдження цих ґрунтів гумідний бореальний, $Kz > 1$, континентальний або різкоконтинентальний. Рельєф різноманітний – як рівнинний, так і розчленований. Ґрунтоутворні породи – водно-льодовикові, моренні, стародавньо-алювіальні, в основному безкарбонатні різного гранулометричного складу. В Україні переважають супіщані. Рослинність – змішані ліси (південна тайга) з трав'янистим покривом.

Щодо генезису дерново-підзолистих ґрунтів, то найбільш розповсюджена теорія полягає в твердженні, що дерново-підзолисті ґрунти утворились під дією підзолистого та дернового процесів. Ця дія може бути як сумісною, так і почерговою при зміні типу рослинності; Будова цілинного дерново-підзолистого ґрунту така:

Нл – лісова підстилка потужністю 3-5 см;

Не – гумусово-елювіований, світло-сірий або білястий, потужністю 5-30см, дрібногрудкуватий з горизонтальною подільністю;

Е – підзолистий, у вигляді плям або суцільний, потужністю до 30 см, білястий або зовсім білий, плитчастий, пластинчастий або лускуватий, часто зустрічаються конкреції $R(OH)_3$ із домішками гумусу й глинистих часток;

І – ілювіальний, темно-бурий (у легких – червонувато-бурий), щільний, грудкувато-призматичний або горіхуватий, потужністю 20-120см, затікання органо-мінеральних колоїдів;

Р – материнська порода.

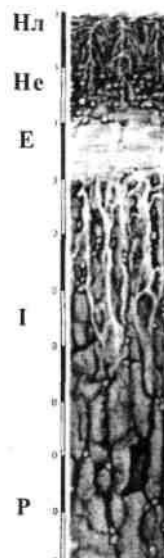


Рис. 2. Дерново-підзолистий ґрунт

Багато ґрунтів розорано, при цьому їх профіль набуває такого вигляду: $N(e)_{орн.} + E (Ei) + I + P$. Морфологічно диференціація профілю різкіше проявляється при більш тяжкому

гранулометричному складі ґрунту.

Склад і властивості **дерново-підзолистих** ґрунтів пов'язані зі ступенем розвитку підзолистого процесу ґрунтоутворення. Гранулометричний та хімічний склад змінюються по профілю аналогічно вище описаним підзолистим ґрунтам. Гумусу мало (2-3% в Н_e), гумусовий профіль регресивно-акумулятивний, тип гумусу гуматно-фульватний (С_{гк}:С_{фк} = 0,7-0,9). Фізико-хімічні властивості залежать від гранулометричного складу, породи, ступеня розвитку підзолистого процесу.

Ємність поглинання низька (5-15 мг-екв/100 г ґрунту), ґрунти кислі (рН=3,5-5,5), СНО < 75%, типовий склад обмінних катіонів: Са, Mg, Н. Бідні на азот і фосфор. Фізичні й водно-фізичні властивості різко змінюються за профілем: щільність, максимальна гігроскопічність найбільші в І- горизонті, а пористість та аерація тут мінімальні, структура ґрунту нестійка.

Дерново-підзолисті глейові зберігають ознаки дерново-підзолистих ґрунтів та мають чітко виражене оглеєння і оторфовану дернину: **Н(t)+HEg1+Eg1+Ig1+PG1**.

Види: слабопідзолисті – Е-горизонт являє собою окремі білясті плями або суцільний потужністю до 3 см; середньопідзолисті – Е менший за потужністю від Н_e; сильнопідзолисті – Е більший від Н_e.

Серед дерново-підзолистих ґрунтів, як і серед підзолів, підтипи виділяють за наявністю оглеєння(табл. 2).

Таблиця 2.
Класифікація дерново-підзолистих ґрунтів

Підтипи	Роди	Види
Дерново-підзолисті	Звичайні	а) за ступенем опідзолення: слабо, середньо- і сильнопідзолисті
Дерново-підзолисті	Залишково-карбонатні	б) за ступенем гумусованості: малогумусні (< 3%), середньо гумусні (3-5%), високогумусні (>5%)
Дерново-підзолисті глейові	Ілювіально-залізисті Ілювіально-гумусові	в) за ступенем оглеєння

Дерново-підзолисті ґрунти – найбільш розорані в тайгово-лісовій зоні. Але вони мають низьку родючість і тому потребують окультурення. Воно включає вапнування та удобрення. Особливо проблематичне внесення фосфорних добрив, бо фосфор активно рет-роградується (зв'язується в нерухоми форми). Рекомендується використовувати фосфоритну муку, практикувати місцеве внесення фосфорних добрив. У легких ґрунтах необхідно застосовувати також калійні й органічні добрива, дуже ефективні сидерати, посів багаторічних трав.

Комплекс заходів щодо окультурювання веде до переважання гумусово-акумулятивного процесу, поліпшення якості гумусу, збільшення вмісту NPK, зменшення кислотності.

15.3. Мерзотно-тайгові ґрунти

Мерзлотні явища та оглеєння й заболочення відіграють значну роль у північній частині тайгово-лісової зони, сибірській її частині, на півночі Далекого Сходу Росії, північних островах Японії, північно-західній частині Канади. Це зона розповсюдження мерзотно-тайгових ґрунтів, що займають 47,7 млн. га.

Клімат – бореальний, холодний, середньорічна температура - 2 – +10°C, різкоконтинентальний, гумідний, $K_z > 1$. Рослинність світлохвойна тайгова: модрина, чагарникова береза, з ділянками лугової рослинності, мохами, лишайниками. Рельєф різноманітний – як рівнинний, так і розчленований: плоскогір'я, плато, пагорби. Мікрорельєф криогенний – пагорбково-полігонально-тріщинуватий. Ґрунотворні породи різного генезису, переважно суглинкові. Вічна мерзлота на півночі суцільна, на глибині 75-120 см, на півдні – острівна.

Ґрунотворні процеси мають такий характер: поверхневе накопичення кислого грубого гумусу або навіть торфу, заболочення, оглеєння, криогенез, слабке опідзолення.

Типова **будова профілю** мерзотно-тайгового ґрунту: **Ho+HP(HPG1)+P(PG1)**, профіль слабо розчленований, часто деформований, буруватого забарвлення. Реакція ґрунту кисла або слабокисла, $CHO < 75\%$, перерозподілу за валовим складом немає, багато рухомого Fe через його криогенне підтягування, гумусу 4-7%, він фульватний (Сгк:Сфк = 0,3-0,5), зв'язаний з R_2O_3 , має потічний характер, поступово падає з глибиною, $ЄП = 1-3$ мг-екв/100 г ґрунту. Ґрунти недостатньо вивчені.

Класифікація цього ґрунтового типу наведена в таблиці 3.

Таблиця 3.
Класифікація мерзотно-тайгових ґрунтів

Підтипи	Роди	Види
Глейомерзлотні Власне мерзотно-тайгові Мерзотно-тайгові палеві	Кислі Нейтральні Опідзолені Карбонатні Осолоділі	За ступенем опідзолення За ступенем оглеєння

Глейомерзлотні ґрунти зустрічаються на озерних рівнинах, в депресіях рельєфу під мохово-лишайниковим рідколіссям: **To+HPG1+PG1**. У профілі включення щебеню, ґрунти тиксотроп-

ні, не опідзолені, кислі, тріщинуваті, деформовані, потужністю не більше 60см. Власне **мерзлотно-тайгові** ґрунти утворюються на більш дренажних елементах рельєфу, де відсутній застій вологи, під лісом: **H(t)+HP(t)+P**, криогенно деформовані. **Палеві** ґрунти зустрічаються на дренажних позитивних елементах рельєфу в умовах холодного ультраконтинентального напіваридного клімату (Центральна Якутія) на пухких, часто карбонатних породах, під лісами: **H+HP+P**, зерниста, порохувата структура, повна насиченість основами, ЄП – до 40 мг-екв.

Тут розвивається оленярство, мисливство, звіроловство, ґрунти зайняті лісами. Можна використовувати їх для вирощування трав, овочів, кормових культур при внесенні N- і P- добрив, протиерозійних заходах, теплових меліораціях.

15.4. Болотні ґрунти

Болотні ґрунти широко розповсюджені на земній кулі в різних природно-кліматичних зонах, але головні їх площі знаходяться в тундрі, бореальних і тропічних лісах на великих водно-акумулятивних рівнинах (площа складає майже 392 млн. га). На Україні площа боліт і заболочених земель становить приблизно 5,5 млн. га, а власне боліт – 1,17 млн. га. Найбільші площі боліт знаходяться в Поліссі, Лісостепу, Карпатському регіоні. Заболоченість території України зменшується, загалом, з північного заходу на південний схід.

Причиною максимального утворення боліт у Поліссі є знижена рівнинна поверхня території, високий рівень залягання ґрунтових вод (0,2-5м), повільний річковий стік, розтягнуті весняні повені, велика кількість опадів, зменшена сонячна радіація тощо. Великою заболоченістю характеризуються: Нечорноземна зона Росії, Західносибірська низовина, Далекий Схід, Білорусь, країни Прибалтики.

Утворення боліт, за **В.Н.Сукачовим**, може йти двома шляхами: заболоченням суші й заростанням (наростанням) водоймищ.

Заболочення суші відбувається за рахунок, в основному, особливих геоморфологічних умов, поселення специфічної рослинності та дії людини. Серед гідроморфічних умов слід відзначити такий їх комплекс: велика кількість опадів при малій випаровуваності ($K_z > 1$), знижені ділянки місцевості з утрудненим стоком води, рівнини з відсутнім стоком, місця виклинення ґрунтових вод.

Рослинний фактор відіграє суттєву роль у формуванні боліт. Часто заболочуються лісові хвойні масиви. Це пов'язано з утворенням під хвойною рослинністю щільного I- горизонту як

передумови застою вологи. У таких місцях поселяється вологолюбна рослинність, а в кінцевому результаті і сфагнові мохи, які, маючи вологоємність 1500-3000%, сприяють подальшому перезволоженню поверхні ґрунту й утворенню болота, в надрах якого знаходяться залишки лісової рослинності.

Негативна діяльність людини з вирубки лісу, а також лісові пожежі різко змінюють гідрологічний режим території, сприяючи її заболоченню.

На території України формування болотних ґрунтів відбувалось переважно завдяки процесам поступового замулення, обміління та заростання (наростання) водоймищ рослинністю.

Заростання властиве водоймам з похилими берегами. Рослини-торфоутворювачі формують концентричні пояси: найглибші ділянки займають водорості, потім – занурені у воду рослини (ряска, тілоріз, рдест), ближче до берега – водяні лілії, очерет, комиш, великі осоки, біля берега – дрібні осоки. Кожен пояс рослинності відкладає на дні водоймища органічні залишки специфічного ботанічного складу. Заповнюючи водойму, ці кільця зсовуються до центру, а шари торфу однакового ботанічного складу утворюють у тілі болота похилені до центру пласти.

На дні водойми осідає велика кількість відмерлих тварин і рослин, планктону. Вони змішуються з мінеральними частками й формують щільну драглеподібну масу – сапропель, потужністю 10-15 см. Він жовтий, сірий, бурий і навіть чорний із зеленкуватим відтінком; поступово ущільнюється, утворюючи сапропеліт і сапропелеве вугілля.

Отже, за 5-100 років водоймище, залежно від його розмірів, може повністю заповнитись органічними залишками й утворитись болото.

Якщо береги водоймища круті й достатньо захищені від вітру, йде **наростання** на відкриту водну поверхню мохового покриву, поселення на ньому осоки, шейхцерії тощо. Потім розвиваються болотні чагарники. Утворюється так звана сплавина, яка поступово ущільнюється, розростається й вкриває водну поверхню. При цьому таким болотам властиві «вікна» – невеликі ділянки водної поверхні.

Утворення боліт, крім оглеєння мінеральної маси, характеризується ще й **торфоутворенням** – накопиченням на поверхні ділянки напіврозкладених рослинних решток. Причина цього явища – сповільнена їх мінералізація й гуміфікація в умовах надлишкового зволоження й нестачі кисню. В анаеробних умовах утворюються проміжні продукти розкладу у вигляді низькомолекулярних органічних кислот, які ще більше пригнічують життєдіяльність мікроорганізмів, що мінералізують і гумі-

фікують рослинну масу.

На відміну від гумусоутворення, при торфоутворенні біологічний кругообіг речовин загальмований, зольні елементи й азот слабо залучаються в нові цикли, тому в торфі спостерігається нестача елементів живлення рослин. У більшості випадків постійний анаеробіозис характерний тільки для нижніх шарів торф'яного болота, у верхніх його горизонтах періодично виникають аеробні умови, тому там можуть формуватись горизонти сильно розкладеного торфу (ТН) або навіть мінералізованого (ТС).

Торфоутворювачами можуть бути різні рослини: трави (осока, пушиця, очерет, війник, шейхцерія, рогоза, хвощі, папороті), чагарники (багно, голубиця, підбіл, журавлина, верба), дерева (вільха, береза, сосна, ялина), мохи (білі сфагнові, зелені гіпнові, зозулин льон). Видовий склад рослин-торфоутворювачів характеризується поняттям **ботанічний склад торфу**. Виділяють за ним такі види торфу й роди торф'яних ґрунтів: деревинний, деревинно-осоковий, деревинно-моховий, сфагновий тощо. Від ботанічного складу значною мірою залежить здатність торфу мінералізуватись, а значить – і властивості торф'яних ґрунтів. Найшвидше мінералізуються мохові торфи, най-повільніше – деревинні.

Зольність торфу – процентний вміст в ньому зольних елементів. Порівняно з іншими ґрунтами, вміст зольних елементів у торфі дуже низький (0,5-20%), а в мінеральних – 80-99%. Згідно з останньою класифікацією торф'яних ґрунтів за зольністю вони поділяються на: малозольні (<12% золи); середньозольні (12-30); багатозольні (30-50); мінерально-органічні (50-70); органо-мінеральні (70-85); доцільно також виділити горілий торф (>85%).

Ступінь розкладу торфу – співвідношення між розкладеним органічним матеріалом (темною аморфною масою) і тим, який зберіг свою рослинну клітинну структуру. Визначається морфологічно під мікроскопом: слаборозкладені (5-20%); середньорозкладені (20-40); гуміфіковані (40-60); перегнійні (60-80); мінералізовані (>80%).

Залежно від водного режиму, гідрохімічних умов, характеру рослинності й ботанічного складу торфу, виділяють три **типи боліт**: низинні, перехідні та верхові. Виникнення цих трьох типів найкраще простежується за еволюцією болота, що утворилось при заростанні водойми. У даному випадку стадії еволюції такого болота збігаються з типами боліт.

Перша стадія еволюції: низинне болото. Потужність торфу не перевищує висоти капілярного підняття ґрунтових вод і тому в торф надходять води, що містять порівняно високу

кількість мінеральних речовин. Розвивається вимоглива до умов мінерального живлення рослинність: злаки, осоки, верба, береза, вільха. При їх розкладі утворюється високозольний торф (7-15%), часто сильно-розкладений (30-60%), слабокислий або нейтральний, з великим вмістом валового азоту (4% > і більше), фосфору (0,2-0,4%) – інколи у вигляді вівіаніту.

Друга стадія еволюції: перехідне болото. З наростанням торфовища вгору відбувається відрив його від ґрунтових вод, головним джерелом поживних речовин стають дощ, пил. Отже, погіршується поживний режим, злакова рослинність замінюється менш вимогливими пушицею, шейхцерією, гіпнумом, болотною сосною. На купинах ростуть багно, підбіл, вереск, голубиця. Проходить підкислення середовища, зменшується зольність, кількість фосфору тощо.

Третя стадія еволюції: верхове болото. Йде подальше нарощування шару торфу, він повністю відривається від ґрунтового живлення. У торфовищі розвивається промивний водний режим, спостерігається виніс зольних елементів із нього, накопичуються Fe, Al. Серед рослинності панують мохи. Зольність, ступінь розкладу незначні. Верхове мохове (сфагнове) болото – завершальна стадія його розвитку. В центрі нього може виникнути опуклість із моху висотою до 5 м.

Отже, типи боліт значно залежать від умов їх мінерального живлення. При заболоченні суші, залежно від хімічного складу води та ТВЖ, також можуть виникати різні типи боліт. При заболоченні атмосферними водами безкарбонатних легких порід, що підстилаються важкими, поселяються мохи й утворюються болота верхового типу. При заболоченні жорсткими ґрунтовими водами, які містять велику кількість мінеральних сполук, розвивається різноманітна рослинність і утворюються низинні болота. Аналогічні виникають також при заболоченні алювіальними водами. Далі вони можуть переростати в перехідні й верхові.

Болотний ґрунт – продукт розвитку специфічного ландшафтного утворення – болота.

Болотний ґрунт – це верхній шар болота, в якому спостерігаються змінні окисно-відновні процеси, тобто це його «діяльний» шар, утворений за рахунок торфоутворення і (рідше) оглеєння.

Класифікація болотних ґрунтів в Україні досить детально розроблена. Типи болотних ґрунтів виділяються за типом боліт, на яких вони утворились: верхові, перехідні, низинні (табл. 4). В Україні переважають низинні торф'яні ґрунти (95%).

Типи відрізняються багатьма властивостями. Головною причиною цього є характер мінерального живлення : верхові й

перехідні – бідні, бо джерелом мінеральних речовин є малозольні рослини, атмосферні опади й пил, а низинні – порівняно багаті, бо живляться переважно ґрунтовими й намивними водами. Порівняльна характеристика фізико-хімічних та фізичних властивостей цих ґрунтів буде наведена нижче.

Таблиця 4.
Класифікація болотних ґрунтів

Типи	Підтипи	Роди	Види
Верховий Перехідний Низинний	Мінеральний Мулуватоглейовий Торф'янисто-глейовий Торф'яно-глейовий Торф'яний неглибокий	а)карбонатний залізистий вівіанітовий засолений	а)слаборозкладений (5-20%) середньорозкладений (20-40%) муміфікований (40-60%) перегнійний (60-80%) мінералізований (>80%)
	Торф'яний середньоглибокий Торф'яний глибокий Торф'яний надглибокий Перегнійно-глейовий	б)моховий трав'янистий дерев'янистий їх комбінації	б)малозольний середньозольний багатозольний мінерально-органічний органомінеральний горілий

Підтипи болотних ґрунтів виділяються за потужністю торфового горизонту. Цей показник головний для польової діагностики болотного ґрунту.

Мінеральний болотний ґрунт. Для нього характерна сильне оглеєння всього профілю, багато напіврозкладених залишків болотної рослинності, розвинена гумусована частина:

Но(t) – оторфований горизонт землистої гумусованої маси, потужністю від 0 до 10 см;

HG1 – гумусовий, глейовий, темно-глянцевий, безструктурний або крупнобрилистий, в'язкий, іржаво-вохристий, від 10 до 30 см;

HPG1 – перехідний, сильно оглеєний, світліший від попереднього, в'язкий, з багатьма бурими плямами, від 30 до 80 см;

PG1 – материнська порода, в'язка, з включеннями вівіаніту.

Мулуватоглейовий ґрунт. Утворюється в мілководдях, на сапропелі, мулі, характеризується слабооторфованою підстилкою потужністю до 10 см.

Торф'янисто-глейовий ґрунт має потужність Т до 30 см.

Торф'яно-глейовий – потужність Т від 30 до 50 см:

T₁ (0-18 см) – середньорозкладений торф, мохово-осоковий, переплетений корінням, середньозольний, по ходам коренів – іржаві плями залізистих сполук;

T₂ (19-49 см) – слаборозкладений торф, мохово-осоково-комишовий, плитчастий, мінеральні прошарки, раковини мо-

люсків;

PG1 (49-115 см) – алювіальний суглинок, глейовий, сизувато-білий, з іржавими плямами, в'язкий, зустрічаються не розкладені залишки осоки, рогази, очерету.

Торф'яні ґрунти: неглибокий – Т=50-100 см, середньоглибокий – Т=100-200 см, глибокий – Т=200-400 см, надглибокий – Т більше 400 см.

Опис типового торф'яного середньоглибокого ґрунту (рис. 3):

T₁ (0-20 см) – верхній темно-бурий, добре розкладений, переплетений дрібними коренями, зернистий, перехід ясний;

T₂ (21-55 см) – середньорозкладений торф, плитчастий, збагачений раковинами, рідко зустрічається віваніт, Fe-Mn-стягнення, перехід поступовий;

T₃ (55-160 см) – слабо розкладений осоко-во-комишовий торф, раковини, плитчастий, перехід різкий;

PG1 (глибше 161 см) – білясто-сизий луговий мергель.

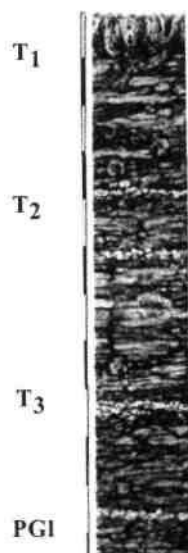


Рис. 3. Болотний низинний торф'яний ґрунт

Перегнійно-глейовий ґрунт. Найчастіше – це давно освоєні торф'яні ґрунти з добре розкладеним і мінералізованим верхнім горизонтом, під яким може бути Т або перехід до материнської породи: **НТ+НРg1+PG1** або **НТ+T₁+T₂+PG1**.

Роди болотних ґрунтів виділяють за якісним складом золи: карбонатні (закипають); залістисті ($Fe_2O_3 > 6\%$); віванітові ($P_2O_5 > 0,7\%$); засолені (водорозчинних солей $> 0,6\%$), а також за ботанічним складом.

Як за будовою профілю, так і за властивостями, болотні органогенні ґрунти різко відрізняються від мінеральних (і болотних, і автоморфних). Головна відмінність, що визначає всі

властивості, – переважання в складі їх твердої фази органічної речовини у вигляді торфу (до 95%). А сам торф, як органічна маса, має специфічні властивості, що і надає оригінальності торф'яним ґрунтам. Для органічної маси характерний високий ступінь дисперсності, що є причиною великої питомої поверхні твердої фази, а звідси – високої вологоємності (наприклад, гігроскопічність складає 20-30%), великої ЄП (до 120-140 мг-екв).

У зв'язку з переважанням органічної маси в складі твердої фази болотні органогенні ґрунти характеризуються малим вмістом мінеральних речовин, особливо важливих з агрохімічної точки зору Р і К. Азоту в торф'яних ґрунтах, на відміну від мінеральних, багато, але він знаходиться в недоступній органічній формі. Хоча органічної речовини багато, гумусу в її складі відносно мало – максимум 20-30%, у його складі переважають фульвокислоти. У зв'язку з високою вологоємністю і порівняно низькою вологопроникністю, природна вологість цих ґрунтів складає 85-95% від об'єму. Невелика теплопровідність і значна теплоємність органічної речовини роблять ці ґрунти «холодними», вони швидко замерзають і повільно розмерзаються.

Властивості торф'яних ґрунтів значною мірою залежать від зольності й ступеня розкладу торфу. Тому типи торф'яних ґрунтів мають досить суттєві відмінності (табл. 5). Зольність торфу низинних боліт – до 25%, верхових – ледве досягає 5%. Кислотність пов'язана з вмістом зольних елементів: верховий торф має високу кислотність, а реакція низинного торфу слабокисла або нейтральна й навіть слаболужна при зволоженні жорсткими водами. Торф відрізняється високою ЄП, але СВО варіює в широкому діапазоні: від 15-20% у верховому до 70-80% і більше у низинному. Вологоємність низинних торф'яників значно нижча у зв'язку з більшим ступенем розкладу та зольністю, за цією ж причиною виникає різниця у показниках щільності та щільності твердої фази (верхові – значно менше одиниці, низинні – дещо більше одиниці).

Таблиця 5.

Хімічний склад і фізичні властивості торф'яних ґрунтів

Показники	Типи торф'яних ґрунтів			
	верхові	перехідні	низинні	низинні староорні
Ступінь розкладу (%)	5-30	10-50	15-60	30-75
Зольність(%)	1,3-5,8	5,0-10,0	7,5-17,0	11,0-23,0
pH водний	2,6-4,2	3,0-5,3	4,8-7,0	6,0-7,0
Щільність (г/см)	0,04-0,08	0,11-0,16	0,10-0,25	0,20-0,30

ПВ (%)	600-1200	500-950	400-870	260-450
N заг. (%)	0,5-2,0	1,4-2,5	1,6-4,0	3,0-4,4
P ₂ O ₅ (%)	0,03-0,25	0,03-0,35	0,10-0,40	0,15-0,45
K ₂ O (%)	0,01-0,10	0,02-0,20	0,05-0,25	0,10-0,25

У процесі розкладу змінюються й морфологічні властивості торфу. Розклад торфу відбувається в результаті фізичного розпаду відмерлих частин рослинності, перегнивання та окиснення. Утворюються різноманітні сполуки розкладу, і торф із відносно світлого волокнистого перетворюється в землисту одноманітну масу. Вологість низинного торфу в природних умовах складає 86-90% об'єму, верхового – 90-94%, що пояснюється дуже пухкою будовою й великою пористістю його. Зі збільшенням ступеня розкладу торфу підвищується його щільність, зменшуються пористість і водоутримувальна здатність, запас недоступної вологи й водопроникність.

Дуже сильно змінює властивості болотного органогенного ґрунту його осушення й сільськогосподарське використання: посилюються аеробні процеси, прискорюється мікробіологічний розклад. Загалом, зміни торф'яного покладу в цьому випадку відбуваються у два етапи: 1) просадка поверхні – суто фізичний процес за рахунок відводу надлишку води; 2) осідання – це втрати від розкладу й мінералізації. Далі ці два процеси з'єднуються, відбувається «спрацювання» торфу, що призводить до інтенсивного зменшення потужності його, збільшення щільності, ступеня розкладу, зольності, рН, вмісту Р та К, зменшення вологості (див. табл. 18). Різко змінюється водний режим – від водонасиченого до промивного й навіть періодично випітного, загалом погіршується температурний режим. Профіль осушеного ґрунту в результаті зміни ґрунтоутворного процесу ділиться на дві частини: верхню, діяльну, та нижню – із вихідними режимами та властивостями.

Торф'яні ґрунти в природних умовах малопродуктивні. Завдяки меліорації й правильному використанню вони перетворюються в родючі ґрунти. Загалом, існує два шляхи використання торф'яних ґрунтів:

1) Торф використовують як добриво. Тут можливі такі варіанти: а) безпосереднє внесення торфу в ґрунт, що, з точки зору ґрунтознавства, нераціонально, оскільки торф швидко мінералізується, служить в основному тільки джерелом азоту й суттєво не покращує властивості ґрунту; б) торф використовують як підстилку для великої рогатої худоби. Краще з такою метою використовувати верховий торф, що має високу поглинальну здатність. Отриманий торф'яний гній є цінним добривом; в) використовувати торф для виготовлення

компостів. Для цього до торфу додають вапно, золу, фосфорні добрива.

2) Болотний торф'яний ґрунт використовують як земельний фонд. У даному випадку треба мати на увазі ряд серйозних проблем, які при цьому виникають. Торф'яні ґрунти потребують забезпечення двостороннього регулювання водного режиму при їх меліорації для того, щоб попередити надмірний розклад, мінералізацію та гідрофобізацію торфу, а також вітрову ерозію. Перед включенням торф'яного болота в сільськогосподарське використання необхідно ретельно вивчити територію, яка відводиться під осушення, спрогнозувати можливі екологічні зміни, обґрунтувати доцільність і можливість проведення меліоративних робіт. У зв'язку зі специфікою теплового режиму необхідно забезпечити його регулювання – проведення теплових меліорацій, в тому числі активний обігрів ґрунту. Важливим є забезпечення оптимального рівня поживного режиму. В перші роки використання потрібно стимулювати вивільнення азоту з органічної речовини, а в подальшому – оптимізувати; необхідно обов'язкове внесення Р, К, мікродобрив, особливо – міді. Актуальним при використанні даних ґрунтів є боротьба з можливими пожежами, втратами речовин з дренажним стоком, вітровою ерозією. Ґрунти потребують специфічної агротехніки вирощування сільськогосподарських культур і системи обробітку, щоб стримувати надмірні втрати торфу: мінімалізації обробітку, насичення травами сівозмін. Найефективніше використовувати як земельний фонд низинні торф'яні ґрунти. Необхідно також залучати так звані випрацювані болотні ґрунти, з яких раніше видобували торф з різною метою.

За даними **Трускавецького Р.С.** (1984), на торф'яних ґрунтах Сарненської НДС (Волинська область) у процесі їх осушення й освоєння приріст мінерального залишку в рік складає 0,04-0,1%, а втрати органічної речовини досягають 7-10 т/га за рік.

Якщо внесення піску в торф'яний ґрунт перш за все регулює його тепловий режим та водно-фізичні властивості, то внесення суглинку й Са- чи Fe-вмісних матеріалів у невеликій дозі (як добавки) спричиняє активну взаємодію мінерального субстрату з органічною речовиною торфу, утворення органо-мінеральних сполук, зменшує міграційну здатність рухомої частини як органічної, так і мінеральної природи, тим самим сприяючи зменшенню забруднення дренажних вод і стабілізації позитивних властивостей органогенного ґрунту (Р.С.Трускавецький, 1984; С.М.Максименко, 1983).

Для забезпечення оптимального водного режиму, вологість у кореневмісному (0-50 см) шарі торф'яного ґрунту в умовах

Полісся України в перший період вегетації слід підтримувати максимально допустимою (80-77% ПВ) з поступовим зниженням її у другий і третій періоди росту і розвитку до оптимальних меж (65-60% ПВ), а в четвертому - до мінімально допустимої (62-58% ПВ) (М.О.Клименко, 1990).

15.5. Дернові ґрунти

Дернові ґрунти – результат прояву дернового процесу ґрунтоутворення. Теорія цього процесу розроблена **В.Р.Вільямсом, І.В.Тюріним** та іншими вченими. **Дерновий** – це процес, що відбувається під впливом трав'янистої рослинності й призводить до формування ґрунтів з добре розвиненим гумусовим горизонтом. Суть його полягає в накопиченні гумусу, поживних речовин і створенні водостійкої агрономічно цінної структури у верхньому горизонті. **Причинами** цього елементарного ґрунтового процесу є:

- інтенсивний біологічний кругообіг речовин під трав'янистою рослинністю. Це викликано коротким життєвим циклом рослинності, її високою зольністю й підвищеним вмістом азоту. У результаті кожного року утворюється й попадає в ґрунт 15-30 т/га фітомаси, що містить 4-10% N, 800-1200 кг/га мінеральних речовин з максимумом Са;

- значна доля коренів від усієї фітомаси (65-95%) – найважливішого джерела гумусу. Коренева система розгалужена, основна її маса знаходиться у верхніх шарах ґрунту. При відмиранні трав переважна маса органічних залишків попадає безпосередньо в ґрунт, де тісно контактує з мінеральними речовинами, що сприяє гуміфікації та закріпленню в ґрунті утворених гумусових речовин;

- значний вміст кальцію в рослинному опаді сприяє створенню реакції середовища, близької до нейтральної, стимулює розпад свіжих рослинних залишків, їх гуміфікацію та закріплення у вигляді органо-мінеральних сполук. Наявність Са – фактор створення агрономічно цінної структури.

Інтенсивність дернового процесу ґрунтоутворення та його результативність залежать від ряду факторів. Перший з них – продуктивність трав'янистих рослин. Найсприятливіші умови для їх розвитку складаються в лісостепу, північному степу, преріях, заливних луках, де що меншої інтенсивності досягає їх розвиток в південній частині тайгово-лісової зони, в південному степу, саванах.

Другим фактором інтенсивності дернового процесу є комплекс зовнішніх умов, з яких найважливіші такі:

- умови аерації ґрунту. Найкращим для накопичення гумусу є контрастний режим аерації та зволоження, коли оптимальні

періоди чергуються з надлишково аерованими. При постійній нестачі води гальмуються процеси розкладу, гуміфікації органічних залишків, порівняно інтенсивно йде мінералізація гумусу. В анаеробних умовах органічні залишки консервуються у вигляді торфу й дерновий процес трансформується в болотний;

- характер ґрунотворної породи. Найбільш інтенсивно дерновий процес іде при наявності в ґрунті великої кількості Са, Mg та інших основ, тобто на карбонатній материнській породі.

При найсприятливіших для дернового процесу умовах формуються чорноземи, чорноземоподібні ґрунти в лісостепу, степу, преріях. З різною інтенсивністю він проявляється також і в інших ґрунтово-кліматичних зонах, в тому числі і в південній частині тайгово-лісової зони, де під його впливом утворюються дернові ґрунти.

До **дернових** відносяться автоморфні ґрунти з профілем типу Н+Р, потужним гумусованим горизонтом (>10 см), виключаючи такі ґрунти на сучасних алювіальних, вулканічних і криогенних породах та злиті. Дернові ґрунти є зональними для південної частини тайгово-лісової зони (наприклад, Полісся України), але можуть зустрічатись у лісостепу та степу. У тайгово-лісовій зоні вони розташовуються серед дерново-підзолистих і підзолистих ґрунтів. Багато цих ґрунтів у Прибалтиці, Польщі, Німеччині, Нечорнозем'ї Росії, Східному Сибіру тощо. У світі їх площа складає біля 9 млн. га, на Україні – біля 1 млн. га, в т.ч. біля 0,4 млн. га розорано.

Умови ґрунтоутворення: **рослинність** трав'яниста лугова або лісова з добре розвиненим трав'янистим покривом за умови карбо-натності материнської породи чи близького залягання жорстких ґрунтових вод; **ґрунотворні породи** – переважно карбонатні (єлювій вапняку, мергелю, доломіту), але можуть бути й безкарбонатні будь-якого генезису, рідко – леси чи лесоподібні суглинки; **клімат** – бореальний, суббореальний, у більшості випадків – гумідний різного ступеня континентальності; **рельєф** – різноманітний.

Термін «дернові ґрунти» введений В.В.Докучаєвим. Головні діагностичні властивості дернових ґрунтів – наявність добре вираженого Н- горизонту грудкувато-зернистої структури; відсутність або дуже слабкий розвиток будь-яких інших генетичних горизонтів (типу Е, І), високий вміст гумусу (3-15%), висока ємність поглинання (ЄП), близька до нейтральної реакція середовища.

Типова будова профілю така:

Но – підстилка або дернина;

Н – гумусовий, сірий чи темно-сірий, грудкувато-зернистий,

пухкий;

НР – перехідний, світліший за попередній;

Р – материнська порода різного генезису.

Дерново-карбонатні ґрунти формуються на карбонатних породах під широколистяними та змішаними лісами з добре розвиненим трав'яним покривом в умовах гумідного клімату. На території країни їх найбільші площі розташовуються в західній частині Полісся, окремі масиви – у лісостепу. Висока насиченість карбонатами материнських порід в умовах лісової зони є перешкодою для розвитку підзолистого процесу. Профіль (рис. 4) на генетичні горизонти диференційований слабо: **Нк+НРк+Рк**, потужність його коливається від 10 до 100см, структура грудкувато-зерниста, забарвлення темно-сіре, пухкі, каменисті, найчастіше легкосуглинкові. Кількість гумусу – від 2,5 до 15%, гумус фульватний (Сгк:Сфк = 0,5-0,7), у складі гумусових кислот переважають фракції, пов'язані з Са, тип гумусового профілю рівномірно-акумулятивний. Ґрунти насичені Са, тому реакція середовища нейтральна або слаболужна, ступінь насиченості основами складає 100%, ЄП досягає 60 мг-екв/100г ґрунту. У валовому хімічному складі 12-15% становить СаО, з глибиною його вміст зростає. Перерозподілу SiO₂ та R₂O₃ немає. Ґрунти бідні на мікроелементи.

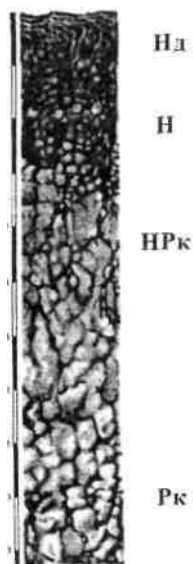


Рис. 4. Дерново-карбонатний вилугований ґрунт

В основі еволюції цих ґрунтів лежить поступове вилугування СаСО₃, за стадіями цього процесу ґрунти поділяються на підтипи. Типові дерново-карбонатні ґрунти закипають з поверхні та мають властивості, описані вище. Вилугувані відрізняються вилугуваністю верхнього горизонту: **Н+НРк+Рк**. Дерново-карбонатні опідзолені ґрунти вирізняються

появою дещо освітленого Не-горизонту в нижній частині Н, під яким формується слабо виражений ілювіований: **Н+Не+НРi/к+Рк**. Опідзолений горизонт характеризується дещо зниженим вмістом мулу, зменшеною ЄП, ледве помітною присипкою SiO₂. В ілювіованому горизонті з'являються зачатки призмоподібної структури, натічні утворення по гранях структурних відмінностей, ущільнення. Валовий аналіз показує елювіально-ілювіальну (Е-І) диференціацію за вмістом SiO₂ та R₂O₃.

Дерново-карбонатні ґрунти вважаються високородючими, широко використовуються в сільському господарстві, потребують внесення мінеральних та органічних добрив, глибокої оранки.

Дерново-скелетні ґрунти розповсюджені переважно в правобережному Поліссі, в місцях виходу на поверхню Українського кристалічного щита, тому залягають фрагментарно. Інколи зустрічаються в горах. Ґрунти розвинені слабо, звичайно короткопрофільні, щербеністі, профіль слабо диференційований: **Нq+НРq+PQ**. Виділяється гумусовий горизонт сірого забарвлення, грудкувато-зернистої структури, потужністю до 25 см, з багатьма уламками кристалічної породи, що поступово, через шар вивітрених порід, переходить у масивно-кристалічну породу. Гумусу у верхньому горизонті міститься 3-4%, він фульватний (Сгк:Сфк = 0,5-0,6), ґрунт насичений основами, рН~7, ЄП ~ 15-20 мг-екв/100 г ґрунту. Ґрунти досить родючі, але через каменястість малоприсадатні для вирощування сільськогосподарських культур.

Дернові борові ґрунти є одними з найбільш проблематичних щодо природи та класифікаційної приналежності. У літературі 50-60-х років їх називали дерново-приховано-підзолистими, боровими пісками тощо і виділяли в типі дерново-підзолистих ґрунтів. У 80-х роках українськими вченими виділені в окремий ґрунтовий тип. Зустрічаються дернові борові ґрунти майже в усіх зонах країни, хоча найбільші їх масиви знаходяться в Поліссі. Залягають ці ґрунти, в основному, на борових (перших надзаплавних) терасах рік. Материнськими породами служать давньоалювіальні й воднольодовикові відклади піщаного та глинисто-піщаного гранскладу. Рослинність – трав'яниста, рідше – лісова з трав'янистим чи моховим покривом. Характерна будова профілю: **Н+НР+Р**. Профарбовування гумусом незначне, вміст його невисокий (0,6-1,5%), різко зменшується з глибиною. Склад гумусу в ґрунтах Полісся фульватний, в Лісостепу – гуматний. Валовий хімічний склад цих ґрунтів зв'язаний з їх легким гранскладом: ~90% SiO₂, ~2% Al₂O₃, ~1% Fe₂J₃, мало

мікроелементів. ЄП невелика, майже 10 мг-екв/100г ґрунту, СНО біля 80-90%, рН~6-6,5. Легкий грансклад зумовлює значну щільність (1,4-1,6 г/см куб). Максимум мулу спостерігається в Н-горизонті, а також у горизонтах акумуляції заліза, які дуже характерні для даного типу ґрунту.

Класифікація даних ґрунтів спірна. Підтипи виділяють за співвідношенням основних ґрунтоутворних процесів: типові мають потужність гумусованого горизонту менше 45 см, у них не спостерігається ознак опідзолення; опідзолені мають таку ж потужність, але в профілі наявні ознаки Е-І перерозподілу речовин: **Н+Не+НРi+Р**; чорноземоподібні мають потужний (більше 45 см) гумусований профіль з добре розвиненими переходами. Роди дерново-борових ґрунтів виділяють таким чином: карбонатні – закипають по всьому профілю; рудякові (залісті) – у профілі наявний іржавий горизонт півкової навколоскелетної акумуляції R_2O_3 , не зцементований, не агрегований (P_I або P_{IFe}); псевдофіброві – на глибині 40-55 см утворюється псевдофібр – горизонт акумуляції R_2O_3 товщиною 0,5-3 см, звивистий, добре зцементований (P_f).

Дерново-борові ґрунти, загалом, низькородючі, містять мало валового азоту, фосфору і калію. Щоправда, горизонти акумуляції R_2O_3 затримують потік води, дещо поліпшуючи цим водний режим ґрунту. Підвищення родючості можна досягнути внесенням глини, цеолітів, підвищених доз органічних і мінеральних добрив.

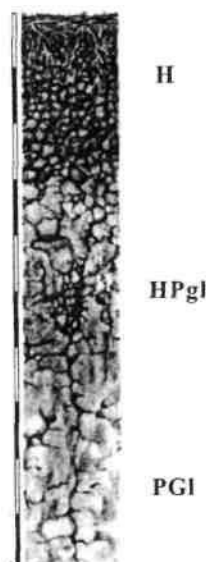


Рис. 5. Дерновий глейовий ґрунт

Дернові глейові (рис. 5) ґрунти розповсюджені в понижених елементах рельєфу, по периферіях боліт, на борових терасах, найчастіше – в лісовій зоні. Як і для попереднього типу

ґрунту, класифікаційна та номенклатурна приналежність останніх досить дискусійна. Найхарактернішою рисою умов ґрунтоутворення є ґрунтове або поверхнєве перезволоження. Типова рослинність – трав'яниста, не виключена і лісова з моховою або трав'янистою підстилкою. Ґрунтоутворними породами найчастіше служать флювіогляціальні, давньоалювіальні відклади різного гранскладу. Ґрунти характеризуються акумулятивним профілем типу: **H+HPgl+PGI**. Властивості їх значно залежать від гранулометричного складу. Порівняно незначне перезволоження веде до збільшення кількості гумусу в легких ґрунтах до 1,5-5%, Сгк:Сфк біля 0,5. ЄП досягає 30-40 мг-екв/100 г ґрунту залежно від гумусованості та гранскладу, реакція середовища слабнокисла або нейтральна, СНО = 80-100%. Суттєвого перерозподілу SiO₂ та R₂O₃, мулу в типових ґрунтах не спостерігається, хоча помітна тенденція до накопичення останніх в оглеєних горизонтах.

Можна виділити такі підтипи дернових глейових ґрунтів: опідзолені (**H+He+HPigl+PGI**) характеризуються деякою освітленістю He-горизонту, завдяки наявності в ньому присипки SiO, а також ущільненням перехідного горизонту; вилугувані (**H+HP/Kgl+PKGI**) закипають у нижній частині профілю.

Роди цих ґрунтів пов'язують з хімічним складом ґрунтових чи поверхневих вод, які беруть участь у перезволоженні: – карбонатні (**Hк+HPKgl+PKGI**); – засолені (**Hs+HPgls+PGIs**); – ортзандові або ортштейнові (**Hgl+R,Rg+PGI**), у профілі наявний бурувато-червоний зцементований горизонт акумуляції півтораоксидів потужністю більше 5 см, найчастіше це піщані ґрунти.

Види виділяють за ступенем оглеєння: поверхнево-глейові (**HG1+HP+P**); поверхнево-глейоваті (**Hgi+HP+P**); ґрунтово-глейові (**H+HPgl+PGI**); ґрунтово-глейоваті (**H+HP+Pgl**); глибоко глейово-елювіальні (**H+HP+PEgl+PGI**), у верхній частині материнської породи формується інтенсивно відмитий від глинистих речовин елювіально-глейовий горизонт завдяки сильно мінливому протягом року рівню ґрунтових вод.

Класифікація дернових ґрунтів наведена у таблиці 5.

Таблиця 5.
Класифікація дернових ґрунтів

Типи	Підтипи	Роди	Види, підвиди
Дерново-карбонатні	Типові Вилугувані Опідзолені	Вапнякові Глинисто-мергельні	За потужністю H+HP: слаборозвинені (<30см), короткопрофільні (30-45), звичайні (>45см);

			За кількістю гумусу, %: перегнійні (>12), багатогумусні (5-12), середньогумусні (3-5), малогумусні (<3)
Дернові скелетні	Типові Опідзолені		За потужністю Н+НР. За кількістю гумусу.
Дернові борові	Типові Опідзолені	Карбонатні	За потужністю Н+НР. За кількістю гумусу.
	Чорноземоподібні	Рудякові Псевдофібові	малопотужні (45-80 см), середньопотужні (80-120), потужні (>120 см)
Дернові глейові	Власне дернові глеєві Опідзолені Вилугувані	Карбонатні Засолені Ортзандові Ортштейнові	За потужністю Н+НР. За кількістю гумусу. За ступенем оглеєння

Даний тип ґрунту має високу потенційну родючість, але потребує поліпшення водно-повітряного режиму (достатньо агроеліоративних заходів), після чого він стає придатним для вирощування технічних, овочевих і кормових культур.

15.6. Болотно-підзолисті ґрунти

Болотно-підзолисті ґрунти розповсюджені серед ґрунтів підзолистого типу, в комплексі з підзолистими й дерново-підзолистими, в тих же умовах ґрунтоутворення, але на слабо дренажних елементах рельєфу, що характеризуються тимчасовим застоєм атмосферних вод або високим рівнем м'яких ґрунтових вод. Відносно стійке сезонне перезволоження ґрунтового профілю викликає розвиток процесів оглеєння й появу іржаво-вохристих примазок, сизих прожилків, плям, глейових горизонтів. Профіль зберігає (рис. 6) ознаки підзолистого ґрунту, але має оглеєння й поверхневий Т-горизонт потужністю 10-30 см:

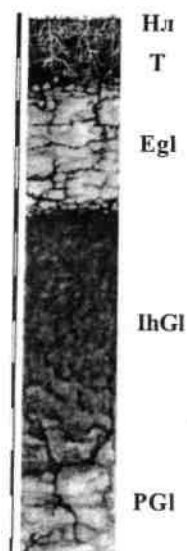


Рис. 6. Болотно-підзолистий ґрунт

Hл – підстилка потужністю 2-4 см;

T(HT) – торф'яний, потужністю від 10 до 30 см;

E(Egl) – підзолистий (оглеєний), потужністю 5-50 см, світлий, плитчастий, лускуватий, часто безструктурний (із сизим відтінком);

IGl – ілювіальний, брудні тони в забарвленні, явні ознаки оглеєння (в піщаних ґрунтах – орштейни);

PGI – материнська порода.

Належать до напівгідроморфних, кислі (рН = 3-4), є перерозподіл SiO_2 , R_2O_3 , мулу, гумусу; $\text{СНО} < 50\%$, низька ЄП (до 20 мг-екв), вміст гумусу в Т високий, а в Е різко зменшується до 1,5%, гумус фульватний, дуже рухомий, тому вниз по профілю нижче Е-горизонту падає поступово. В оглеєних горизонтах спостерігається підвищений вміст рухомого заліза. Використовуються в сільськогосподарському виробництві ці ґрунти за рахунок регулювання водного й теплового режимів і внесення добрив.

Контрольні питання

1. Умови ґрунтоутворення на території тайгово-лісової зони бореального поясу.

2. Викладіть сучасні уявлення про генезис підзолистих ґрунтів.

3. Дайте характеристику властивостям і особливостям використання підзолистих ґрунтів.

4. Які процеси формують профіль дерново-підзолистих ґрунтів?

5. Дайте характеристику властивостям і особливостям використання дерново-підзолистих ґрунтів.

6. Умови ґрунтоутворення на території мерзотно-тайгової зони бореального поясу.

7. Вкажіть особливості режимів, властивостей і використання мерзотно-тайгових ґрунтів.

8. Охарактеризуйте суть процесів оглеєння та торфоутворення.

9. На якій основі будується класифікація болотних ґрунтів?

10. Порівняльна характеристика верхових і низинних болотних .

11. Вкажіть особливості сільськогосподарського використання болотних ґрунтів.

12. Опишіть болотно-підзолисті ґрунти та визначте специфічні особливості їх екології.

13. В чому суть дернового процесу і особливості його прояву в тайгово-лісовій зоні?

14. Опишіть дернові ґрунти тайгово-лісової зони та визначте специфічні особливості їх екології.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І., Польшина С.М., Нікорич В.А. Ґрунтознавство: Підручник.- Чернівці:Книги-XXI, 2004.- 400с.
3. Польшина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
4. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк.,1988.
6. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.

Додаткова

7. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. – Л.: Наука, 1980.
8. Александрова Л.Н., Найдёнова О.А. Лабораторно-практические занятия по почвоведению. – Л.: Агропромиздат, 1989.
9. Атлас почв СССР. – М.: Колос, 1974.
10. Атлас почв Украинской ССР/ Под. ред Н.К. Крупского и Н.И. Полулана. – Киев: Урожай, 1979.
11. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.Б. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.
12. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1974.

13. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
14. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. – Л.: Наука, 1974.
15. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
16. Глазовская М.А. Почвы мира. – Т.1 и 2. – М.: МГУ, 1972 – 1973.

ЛЕКЦІЯ 16.

Ґрунти суббореальних областей. Ґрунтовий покрив суббореальних лісових областей. Бурі лісові ґрунти. Ґрунти суббореальних степових областей. Ґрунти зони Лісостепу. Чорноземи степу. Ґрунти сухого степу. Засолені ґрунти. Засолені ґрунти, солончаки. Солонці. Солоді. Ґрунти суббореальних напівпустель. Бурі напівпустельні ґрунти. Ґрунти суббореальних пустель. Сіро-бурі пустельні ґрунти. Пустельні примітивні ґрунти. Такири

Суббореальний ґрунтово-біокліматичний пояс охоплює великі території в Північній Америці і Євразії. У південній півкулі цей пояс займає незначну територію на півдні Аргентині і в Новій Зеландії. У межах суббореального поясу виділено три групи ґрунтово-біокліматичних областей: вологі лісові, степові, напівпустельні й пустельні.

16.1. Ґрунтовий покрив суббореальних лісових областей. Бурі лісові ґрунти

Суббореальні лісові області розташовані на океанічних околицях всіх материків. У ґрунтовому покриві переважають бурі лісові ґрунти.

Вперше термін «бурі лісові ґрунти» використаний **Р.В.Ризположенським** (1892), який описав їх у Заволжі. Потім виявилось, що описаний ним ґрунт відноситься до дерново-карбонатних на стародавніх червоноцвітних карбонатних глинах, але термін залишився і одержав широке розповсюдження. В 1905 р. німецький ґрунтознавець **Е.Раманн** в центральній Європі (Німеччині) вперше обґрунтував виділення самостійного типу ґрунтів широколистяних лісів центральної і південної Європи, які ним були названі буроземи. Ця ідея підтримана в Румунії одним з найкрупніших авторитетів того часу **Г.Мурґочі** (1909), який запропонував називати такі ґрунти бурими лісовими. Далі ці ґрунти вивчались цілим рядом учених, переважно європейських. У 1930 р. на 2-ому Міжнародному конгресі ґрунтознавців було вирішено вважати бурозем самостійним ґрунтовим типом, назвати його «бурим лісовим ґрунтом», а термін «бурозем» використовувати як синонім. Пізніше подібні ґрунти були описані не тільки під широколистяними лісами, але й під хвойними, не тільки на горбистих рівнинах Європи, але й в горах, не тільки в суббореальному поясі, а й в субтропіках і тропіках. В українській школі превалує розуміння буроземів як

типу профільно недиференційованих оглинених ґрунтів, властивих широколистяним та змішаним лісам помірного поясу з промивним типом водного живлення завдяки «ідеальному» дренажу.

При складанні ґрунтової карти світу ФАО/ЮНЕСКО ці ґрунти виявились найбільш розповсюдженими: західна і середня Європа, Далекий Схід Євразії, північний схід США, Нової Зеландії тощо, також вони утворюють вертикальний пояс у всіх гірських системах світу. Щодо розповсюдження цих ґрунтів в Україні, то, згідно з ґрунтовою картою, буроземи зустрічаються в гірсько-лісових вертикальних зонах Карпат та Криму, Передкарпатті та Закарпатті.

Клімат суббореальний гумідний, сума опадів складає 800-1000 мм в рік, Кз більший за 1, промивний тип водного режиму, відсутній (в типовому випадку) застій вологи, м'яка зима, коротке сезонне промерзання. **Рельєф** – переважно гірські схили, передгірські рівнини, дуже рідко – низовини. Такі геоморфологічні умови забезпечують вільний, ідеальний дренаж, що важливо для генезису. **Ґрунтоутворні породи** різного генезису: елювіально-делювіальні, стародавньоалувіальні, моренні, лесоподібні, піски, переважно безкарбонатні. **Рослинність** – широколистяні (бук, дуб, граб, ясен) або хвойно-широколистяні ліси з трав'яним покривом, що характеризуються потужним N-Са біологічним кругообігом речовин. Процес утворення бурих лісових ґрунтів називається **буроземоутворенням**. Він складається з цілого ряду елементарних ґрунтових процесів:

Оглинення (метаморфізація) товщі ґрунту без переміщення продуктів вивітрювання, за винятком водорозчинних солей. Суть процесу полягає в утворенні вторинних глинистих мінералів гідрослюдно-монтморилонітового складу завдяки як синтезу їх з продуктів вивітрювання первинних мінералів і мінералізації рослинних залишків, так і безпосередньому перетворенню первинних мінералів у вторинні. Причинами інтенсивного прояву оглинення є достатнє зволоження, довгі теплі періоди, інтенсивний біологічний кругообіг, активна робота мікроорганізмів. Найбільш інтенсивно процес іде в середній частині профілю. Діагностичні ознаки цього явища, такі як звуження співвідношення $SiO_2:R_2O_3$ до ~ 2 безсумнівні, спостерігаються в усіх буроземах і цим наближають їх до ферсальїтних ґрунтів. При слабкому кислотному гідролітичному розкладі мінералів іде звільнення Fe та Al. Fe закріплюється в аеробних умовах у ґрунті, утворює комплекси з органічними речовинами і забарвлює ґрунт у бурі теплі тони, сприяє

ущільненню, але одночасно й оструктурює ґрунт.

Гумусоаккумулятивного процесу: органічні залишки багатого рослинного опаду в умовах хорошого зволоження і тривалого теплого періоду швидко гуміфікуються та мінералізуються. Тому в типових бурих лісових ґрунтах нема горизонту грубого гумусу (модер). а утворюється гумус мюлевого типу, де поруч з фульвокислотами багато бурих гумінових кислот, пов'язаних з оксидами Fe та Al, що також надає ґрунту бурого кольору.

Вилуговування катіонів з низхідними чи боковими токами води, що в буроземах йде інтенсивно, Але паралельно спостерігається їх біологічна акумуляція в Н-горизонті. В результаті, залежно від інтенсивності промочування, можуть утворитись як ненасичені основами (Карпати), так і слабо ненасичені (Крим) ґрунти.

Лесиважу, який при буроземоутворенні йде не завжди, але в багатьох випадках і є початком їх елювіально-ілювіальної диференціації. Причина диференціації часто пов'язана з поверхневим тимчасовим перезволоженням і призводить до розвитку т.зв. псевдоопідзолення (за І.П.Герасимовим).

Опідзолення, яке в типових буроземах відсутнє або дуже слабке. Але при певному комплексі факторів воно дуже інтенсивно може розвинутись, особливо при стимуляції його поверхневим перезволоженням (приклад – бурувато-підзолисті ґрунти Передкарпаття).

Оглеєння, що інколи супроводжує генезис цих ґрунтів. Воно може бути ґрунтовим (Закарпаття, лугово-буроземні ґрунти) і поверхневим (Передкарпаття, бурувато-підзолисті ґрунти), дуже часто – змішаним.

У класифікації виділяється велика кількість перехідних підтипів (табл. 1).

*Таблиця 1.
Класифікація бурих лісових ґрунтів*

Типи	Підтипи	Роди	Види, підвиди
Бурі лісові	а) типові дерново-буроземні лесивовані опідзолені	а) кислі слабоненасичені б) залишково-карбонатні	а) багатогумусні (гумусу > 8%) середньогумусні (3-8%) малогумусні (< 3%) б) за потужністю профілю, см:
Бурі лісові глейові	підзолисто-буроземні буроземно-підзолисті б) за термічними поясами (в горах)	галечникові чорноземоподібні в) поверхнево-глейові глибоко глейові	слаборозвинені (< 30), короткопрофільні (30-45), малопотужні (45-65), середню потужні (65-85), потужні (> 85)

Профіль типового бурого лісового ґрунту недиференційований (рис. 1):

Но – лісова підстилка невеликої потужності;

Н – гумусово-аккумулятивний, потужністю 5-30 см, темно-бурий або сірувато-бурий, грудкувато-горіхуватий або зернисто-горіхуватий, пухкий;

НРm – перехідний оглинений (метаморфізований), рівномірно бурий або коричнево-бурий, світліший від попереднього, грудкувато-горіхуватий, ущільнений;

Р – материнська порода, можуть бути уламки корінних порід, якщо ґрунт гірський.

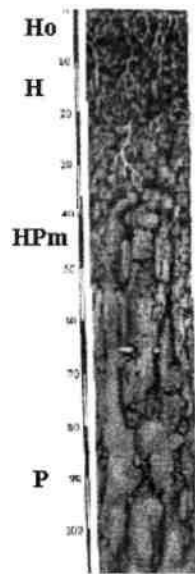


Рис. 1. Бурий лісовий типовий ґрунт

Підтипи виділяються як перехідні між типовим буроземом та іншими, більш стійкими групами ґрунтів. **Дерново-буроземні** ґрунти характеризуються наявністю дернового горизонту потужністю до 15 см, слабкислою реакцією середовища (рН~6), переважанням сірих тонів в гумусовому горизонті, вмістом гумусу 5-7%, непоганими властивостями, розглядаються як перехідна форма між типовими буроземами і дерновими ґрунтами. **Лесивовані** буроземи мають освітлену верхню частину профілю при відсутності ознак опідзолення, оптично орієнтовану глину в HRm-горизонті. **Опідзолені** буроземи відрізняються незначною Е-І диференціацією профілю, що проявляється в наявності натічних плівок, нальотів, грудкувато-призматичній структурі в середній частині профілю, перерозподілі SiO_2 та R_2O_3 . **Підзолисто-буроземні** ґрунти мають яскраво виражену диференціацію профілю, перерозподіл SiO_2 , мулу за Е-І типом, менший вміст гумусу, в якому $\text{C}_{\text{гк}}:\text{C}_{\text{фк}} = 0,25$, кислу реакцію середовища. **Буроземно-підзолисті** ґрунти

– найінтенсивніше опідзолений підтип буроземів. В більшості випадків вони поверхнево-глейові, що, в свою чергу, підсилює процес опідзолення. Великі площі цих ґрунтів наявні в Передкарпатті, що пояснюється специфікою умов ґрунтоутворення на вказаній території, а саме: приналежністю території до зони буроземоутворення, великою кількістю опадів, поверхневим застоєм їх через особливості геоморфологічної та геологічної будови місцевості.

Бурувато-підзолисті ґрунти Передкарпаття досить вивчені, а їх загальні властивості досить детально освітлені в літературі (І.І.Назаренко, С.М.Польчина, І.С.Смага, В.А.Нікорич та ін., 1996-2002). Кількість гумусу в них невисока, тип гумусового профілю – регресивно акумулятивний. При діагностиці ґрунтів, виведених з-під лісу, необхідно враховувати можливість зміни вмісту гумусу як в сторону збільшення, так і в протилежну, хоча за історію 120-річного використання бурувато-підзолистих ґрунтів в сільськогосподарському виробництві, фактів виходу показників із діапазону мало- (середньо) гумусних не спостерігалось.

Важливим критерієм приналежності ґрунту до буроземно-підзолистого підтипу є груповий і фракційний склад гумусу. Загальні особливості цього показника наступні: фульвокислоти переважають над гуміновими кислотами (Сгк:Сфк не перевищує 0,66-0,74), серед гумінових кислот домінують форми вільні та зв'язані з рухомими півтораоксидами, в складі фульвокислот теж переважають фракції вільні, зв'язані з рухомими півтораоксидами та глинистими мінералами при досить невисокому вмісті чи навіть відсутності кальцій-гуматів та кальцій-фульватів (0-7% від вмісту загального вуглецю). Акумуляція гумусу в результаті взаємодії гумусових кислот із залізом і алюмінієм – характерна складова буроземоутворення. Ґрунти – найкисліші на Україні. В природному стані бурувато-підзолистим ґрунтам притаманна висока гідролітична та обмінна кислотності, які, знижуючись з глибиною, не зникають навіть у материнській породі. Кислотність обумовлена переважно іонами алюмінію, що свідчить про значний розвиток процесів руйнування алюмосилікатів. Практично весь ґрунтовий профіль охоплений процесом вилуговування обмінних основ, що відображає зональну специфіку ґрунтів. Наслідком цього є низька насиченість основами верхньої частини профілю. Виведення ґрунту з-під лісу, його меліорація та активне використання знижують величину гідролітичної та обмінної кислотності, хоча зафіксовані моменти навіть деякого їх збільшення при низькій агротехніці. Кількісні значення залишаються характерними для даного підтипу

ґрунту.

За гранулометричним складом бурувато-підзолисті ґрунти відносяться до важких – важкосуглинкових та легкоглинистих. Характерна діагностична риса – елювіально-ілювіальний профільний розподіл дрібнодисперсних фракцій, який зберігається навіть при тривалому сільськогосподарському використанні (табл. 2).

Таблиця 2.
Основні показники бурувато-підзолистих ґрунтів

Горизонт	Гумус, %	Мул, %	СВО, мг- екв/100г ґрунту	СНО, %	рН сол.	Гідролі-	Обмінна	Ввібрані	
						тична		Н ⁺	Al ³⁺
						кислотність			
Лісовий біогеоценоз									
Неgl	2,3-2,7	11,8- 16,9	5-20	35- 50	3,5- 4,5	8,3-9,9	3,8-10,1	0,2- 0,5	3,3- 6,9
Еhgl	1,8-2,0	15,9- 23,4	6-7	35- 48	3,5- 4,1	7,2- 12,8	2,9-4,1	0,2- 0,8	2,6- 3,8
Еigl	1.1-1,7	-	7-18	39- 51	3,7- 4,7	6,3- 10,2	3,1-4,9	0,2- 0,3	2,9- 4,9
lgl	0,9-1,2	24-26	9-10	55- 70	3,9- 4,3	6,3- 10,2	2,9-4,2	0,2- 0,6	2,9- 4,2
Агроценоз									
HEgl орн.	2,1-4,1	12-16	16-22	39- 84	3,7- 5,2	1,8- 10,7	0,9-2,8	0,2- 0,5	0,3- 1,5

Отже, основні ознаки бурувато-підзолистих ґрунтів чітко свідчать про складність їх генезису, який включає цілий комплекс елементарних ґрунтоутворних процесів: опідзолення, лесиваж, глеселювіювання, оглинення, слабе гумусонакопичення.

Роди: кислі – утворились під змішаними лісами на бідних породах, рН = 3-4, СНО < 50%, відносяться до цієї групи всі буроземи Карпат; слабоненасичені – СНО > 50%, утворились на багатих породах або в умовах менш інтенсивного промивання атмосферними опадами (Крим); залишково-карбонатні формуються на елювії щільних карбонатних порід, тому вони насичені основами, карбонатні, нейтральні; галечникові приурочені до продуктів вивітрювання масивно-кристалічних порід, тому найчастіше зустрічаються в горах; чорноземоподібні утворились на пухких карбонатних породах, лесоподібних суглинках, відрізняються добре вираженою грудкуватою структурою, потужним гумусованим горизонтом, наявністю карбонатів, близькою до нейтральної реакцією середовища.

За гранулометричним складом типові буроземи суглинкові, з

явно вираженим накопиченням мулу в НРm, що є діагностичною ознакою оглинення. Перерозподіл SiO_2 в профілі відсутній, зате R_2O_3 мало накопичується в оглиненому горизонті. Характерною рисою валового хімічного складу даного типу ґрунту є звужене відношення $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3 = 2,2-1,8$, тоді як в інших сіалітних ґрунтах воно значно перевищує 3-4,5. Вміст гумусу в верхньому горизонті складає 3-10%, гумусовий профіль регресивно-акумулятивний (вміст гумусу поступово, але швидко падає з глибиною), $\text{C}_{\text{гк}}:\text{C}_{\text{фк}} \sim 0,5$. Гумусові кислоти зв'язані з Fe, Al, Ca, глинистими мінералами. Фізико-хімічні властивості бурих лісових ґрунтів досить специфічні й є одними з найважливіших діагностичних ознак: ЄП складає 20-25 мг-екв, серед ввібраних катіонів переважає Ca, але також дуже багато Al – до 10 і більше мг-екв (діагностична ознака буроземоутворення), підвищений вміст Fe – як обмінного, так і рухомого. Як правило, ґрунти кислі, особливо карпатські (рН = 4-5, СНО < 75%), але бувають і близькі до нейтральних (Крим, Західна Європа), в яких СНО > 75%.

Водно-фізичні властивості ґрунтів непогані, але різко погіршуються в опідзолених і оглеєних різновидах.

При розташуванні в сприятливих умовах рельєфу буроземи при розорюванні дають хороші орні землі високої природної родючості, але вони потребують вапнування, систематичного внесення органічних та мінеральних добрив (особливо фосфорних), створення потужного орного горизонту. Внаслідок непоганих фізичних властивостей типові бурі лісові ґрунти особливо придатні для багаторічних плодових насаджень та ягідників, в центральній та південній Європі на них вирощують виноград. Досить стійкі до водної ерозії, але після вирубування лісів на гірських схилах дощові потоки можуть повністю зруйнувати ґрунт. У природному стані буроземи забезпечують високу продуктивність лісів. Складніші для окультурювання глейові підтипи, які потребують регулювання водного режиму як агро меліоративними, так і гідротехнічними заходами.

16.2. Ґрунти суббореальних степових областей

На схемі ґрунтового-географічного районування світу виділено дві ґрунтові області суббореальних степів – Північноамериканську і Євразійську. В межах кожної області виділяють три ґрунтові зони:

- зону Лісостепу сірих лісових ґрунтів, чорноземів опідзолених, вилугуваних і типових.
- зону Степу чорноземів звичайних і південних;
- зону Сухого Степу каштанових ґрунтів.

16.2.1. Ґрунти зони Лісостепу

16.2.1.1. Сірі лісові ґрунти

Ці ґрунти зональні для суббореальних Лісостепів, як виняток зустрічаються в Поліссі України (на лесових островах), в північних районах степу, у Євразії утворюють вузьку перервану смугу, яка включає північну Молдову, Україну, Росію, Казахстан, Східний Сибір і тягнеться аж до Байкалу; невеликі масиви є в інших країнах східної Європи, в Канаді, США.

Умови ґрунтоутворення: **клімат** помірний (суббореальний), континентальний, субгумідний ($K_z \sim 1$), тип водного режиму – періодично-промивний, рельєф частіше хвилясто-горбистий, рідше – рівнинний; **ґрунтоутворні породи** переважно карбонатні – лесоподібні суглинки, лес, рідше – покривні суглинки, морена, **рослинність** – широколистяно-трав'янисті ліси, що чергуються з трав'янистими ділянками, в минулому зайнятим лісом. Зараз більшість території розорана.

Ще в ХІХ ст. обговорювалось декілька гіпотез щодо походження сірих лісових ґрунтів. *В.В.Докучаєв* вперше виділив їх як ґрунтовий тип, вважав самостійними лісовими ґрунтами, не виключаючи й іншого шляху їх утворення – опідзолення чорноземів. *С.Г.Коржинський* писав, що сірі лісові ґрунти утворюються з чорноземів в результаті поселення лісу як більш стійкої рослинної формації. Подібну гіпотезу також підтримував *А.І.Набоких* – сірі лісові ґрунти є поступовим переходом між чорноземами й підзолистими ґрунтами. Проти виступив *В.Р.Вільямс*, його підтримали *В.І.Талієв*, *П.М.Крилов*: сірі лісові ґрунти утворились із дерново-підзолистих при вирубці лісів, поселенні лугово-степової чи культурної рослинності. Подальші дослідження підтвердили правильність поглядів *В.В.Докучаєва* про генетичну самостійність цих ґрунтів, а решта гіпотез має обмежене значення, пояснюючи їх формування на межі двох рослинних формацій і, можливо, утворення темно-сірих лісових ґрунтів.

Згідно з **сучасними уявленнями**, які найбільш повно висловив *Б.П.Ахтирцев*, сірі лісові ґрунти утворились під широколистяними лісами в післяльодовиковий період, коли лесові породи почали поступово вкриватись лісом, під впливом таких основних процесів: гумусонакопичення, біологічної акумуляції зольних речовин, вилуговування карбонатів і легкорозчинних солей, міграції гумусових речовин і продуктів розкладу мінералів, лесиважу. Тобто, узагальнюючи, проявляються дерновий, дуже загальмований підзолистий процеси та лесиваж. Таке співвідношення процесів пов'язано з низкою факторів. Перший – характер біологічного кругообігу речовин під широколистяним лісом. Впливають також умови проходження гуміфікації рос-

линних залишків, ослаблення промивання ґрунту атмосферними опадами, карбонатний характер материнської породи. На поверхню ґрунту щорічно надходить від 70 до 90 ц/га рослинного опаду, багатого N та зольними елементами, який швидко розкладається в умовах аеробіозису, сприятливого теплового режиму з утворенням складних гумусових речовин. Вони нейтралізуються Са, який міститься як в рослинному опаді, так і в материнській породі. Тому кислотний гідроліз мінералів слабкий, порівняно незначна й міграція продуктів їх руйнування по профілю. Інтенсивність опідзолення залежить від гідротермічних умов і збільшується з півдня на північ та зі сходу на захід України, тому що в цьому напрямку зростає інтенсивність промивання ґрунту, тривалість періоду розкладу органічних залишків. У результаті зменшується кількість гумусу, потужність гумусованого горизонту, проте збільшується потужність і морфологічне вираження опідзоленого.

Класифікація сірих лісових ґрунтів наведена в таблиці 2.

*Таблиця 2.
Класифікація сірих лісових ґрунтів*

Типи	Підтипи	Роди	Види
Сірі лісові	Світло (ясно)-сірі	Звичайні Залишково-карбонатні Буруваті	а) за глибиною закипання, см: високо закипаючі (вище 100) глибоко закипаючі (нижче 100)
Сірі лісові глейові	Сірі Темно-сірі	Реградовані Мочаристі Контактно-лугуваті З другим Н-горизонтом	б) за потужністю гумусованого профілю, см: потужні (>40) середньопотужні (20-40) малопотужні (<20) в) за ступенем оглеєння

Профіль цілинного сірого лісового ґрунту має в загальному вигляді таку будову (рис. 2):

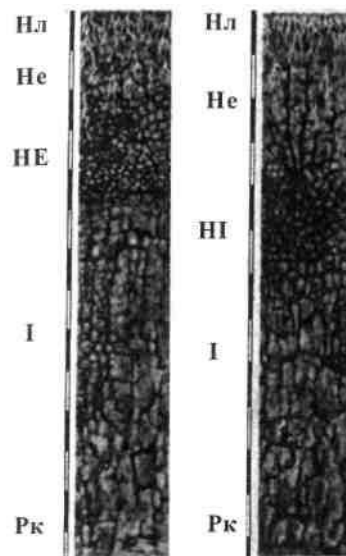


Рис. 2. Сірий і темно-сірий лісовий ґрунт

Hл – лісова підстилка потужністю 2-3 см;

HE (He) – гумусово-елювіальний, бурувато-сірий, пухкий, горіхувато-грудкуватий, присипка SiO₂;

[Eh] – підзолистий, слабкогумусований, білястий, плитчастий, пухкий, присутній тільки у світло-сірих лісових ґрунтах;

Ie (IH в темно-сірих) – ілювіований, перехідний, багато присипки SiO₂, горіхуватий;

I (Ih в темно-сірих) – ілювіальний, темно-бурий, дуже щільний, призмоподібний, органо-мінеральне лакування, вмита присипка SiO₂;

Pк – материнська порода, найчастіше – лесоподібний суглинок, бурно кипить, безформенно-грудкувата, пухка, трубочки CaCO₃.

За зовнішнім виглядом дуже подібні до дерново-підзолистих ґрунтів, але відрізняються карбонатністю материнської породи, меншою потужністю E-горизонту (до 10-20 см). Сірі лісові глейові утворюються на ділянках з підвищеним зволоженням (у западинах, на слабо дренованих плоских вододілах). Відрізняються наявністю ознак перезволоження в профілі. Підтипи сірих лісових ґрунтів відрізняються як за будовою профілю, так і за властивостями (табл. 3). Світло-сірі лісові мають найсильнішу опідзоленість: **Hл+HE+E(h)+I+Pк**; сірі лісові: **Hл+HE+I+Pк**; темно-сірі: **Hл+He+HI+PI+Pк**.

Таблиця 3.

Порівняльна характеристика підтипів сірих лісових ґрунтів

Показники	Підтипи		
	світло-сірі	сірі	темно-сірі
pHсол.	4,3-4,5	4,6-5,2	5,2-6,4

СНО,%	59-63	64-75	76-96
Гумус,%	1,5-3,0	3,0-4,0	4,0-6,0
Глибина закипання, см	150-180	140-160	120-140

За гранскладом спостерігається чітка диференціація за Е-І типом, максимальна у світло-сірих лісових. Добре виражена диференціація за хімічним складом. Важливою діагностичною ознакою є вміст гумусу, кількість якого різко зменшується з глибиною, особливо у світло-сірих. Тип гумусу у світло-сірих – гуматно-фульватний, а в темно-сірих – гуматний. Ґрунти загалом кислі, але темно-сірі мають слабокислу реакцію середовища. У складі обмінних катіонів переважають Са та Mg, водню та алюмінію досить мало. Фізичні властивості сірих лісових Ґрунтів несприятливі, оскільки в складі гранулометричних фракцій багато пилу, тому Ґрунти запливають, утворюється кірка.

Роди: залишково-карбонатні – утворились на продуктах вивітрювання щільних карбонатних порід; буруваті – розвиваються в Передкарпатті, на Прут-Дністровському межиріччі під буково-грабовими трав'янистими лісами, на лесоподібних, проте сильно вплутуваних породах. Переважно безкарбонатні, мають буруватий відтінок, ознаки переміщення колоїдів виражені слабкіше, відсутня горіхувата структура; реградовані – спостерігаються ознаки підняття карбонатів при збереженні первинної будови профілю; мочаристі -розташовані на перезволожених ділянках; контактено-лугуваті – розвиваються на двочленних материнських породах, на контакті яких спостерігаються ознаки оглеєння; з 2-м гумусовим горизонтом – нижче. Не знаходиться реліктовий Н-горизонт, що переходить в І.

Зона лісостепу характеризується інтенсивним землеробством, її розораність складає 75-80%, вирощують всі районовані сільськогосподарські культури. Сірі й світло-сірі лісові Ґрунти мають понижену родючість через малий вміст гумусу, азоту, погану структуру. Треба вносити органічні та мінеральні добрива, вапнувати, використовувати травосіяння, накопичувати та зберігати вологу, боротися з водною ерозією.

16.2.1.2. Чорноземи Лісостепу

Чорноземи – багаті темнозабарвлені гуматним гумусом Ґрунти, насичені основами, із зернистою або грудкуватою структурою, що не мають ознак сучасного перезволоження і сформувались під багаторічною трав'янистою рослинністю в континентальному суббореальному поясі.

Чорноземи розповсюджені на материках північної півкулі. В Україні вони утворюють широку чорноземну смугу в межах

лісостепової та степової зон, яка тягнеться з заходу на схід через усю територію країни, займаючи площу 27,8 млн. га (лісостеп – 11,3 млн. га, степ – 16,5). На території СНД чорноземи також утворюють смугу, що починається в Молдові, а потім прямує через Україну, південну Росію (Воронезька, Курська області, Ставропольський та Краснодарський краї), північний Казахстан до Алтаю, площею ~180 млн. га. У світі площа чорноземів складає ~314 млн. га, це 2% суші: центральна Європа (Німеччина, Польща, Румунія, Угорщина, Чехія, Словаччина, схід Австрії), центральна частина Північної Америки (південь Канади – провінція Манітоба, північні регіони центральних штатів США – Міннесоти, Міссурі, Дакоти, Арканзасу, в межах Великих рівнин).

Умови ґрунтоутворення в зоні розповсюдження чорноземів характеризуються наступною сукупністю факторів. **Клімат** суббореальний, континентальний, слабоаридний, сезонно контрастний. Сума опадів складає від 350 до 500 мм на рік, Кз = 0,6-1,1, тип водного режиму непромивний. **Рельєф** різноманітний – у степу рівнинний з добре вираженим мікрорельєфом, у лісостепу – горбисто-хвилястий. **Ґрунтотворні породи** переважно леси та лесоподібні суглинки, рідко – елювій вапнякових порід та щільні глини. Щодо останніх питання залишається спірним. Майже всі породи карбонатні, інколи засолені. Чорноземи утворюються під густою трав'янистою степовою **рослинністю** з потужною кореневою системою. У чорноземній зоні спостерігається явно виражена зональність рослинного покриву. Так, для лісостепу характерне чергування широколистяних лісів з ділянками лучної рослинності, які раніше були зайняті ковилою, типчаком, костром тощо.

Чорноземи стали об'єктом досліджень ще до початку зародження ґрунтознавства. **М.В.Ломоносов** у 1763 р. у трактаті «Про шари земні писав»: «Чорноземи утворились від зігниття тваринних і рослинних тіл з часом...» У додокучаєвський період існувало цілий ряд гіпотез щодо утворення чорноземів:

Гіпотеза морського походження. Ак. **П.С.Паллас** (1779) та ак. А.Петцгольд стверджували, що чорноземи утворились з морського мулу та перегнилих мас очерету й іншої рослинності при відступі Чорного та Каспійського морів. Англійський вчений **Р.Мурчісон** (1840) вважав, що чорнозем – продукт перевідкладення льодовиковими водами чорної морської глини.

Гіпотеза болотного походження. Геолог **фон Кваллен** вважав, що чорноземи утворились із подрібненого матеріалу торфових боліт та рослинних залишків, принесених льодовиковими потоками з півночі, які змішались з мінеральним мулом.

Академіки **Е.І.Ейхвальд** та **М.Д.Борисяк** висунули гіпотезу про виникнення чорноземів при поступовому обсиханні боліт.

Гіпотеза рослинно-наземного походження чорноземів. Адептом цієї гіпотези, що переросла в теорію, був **Ф.І.Рупрехт** (1866), який, розвиваючи ідеї **М.В.Ломоносова**, стверджував, що чорноземи – результат поселення трав'янистої рослинності й накопичення перегною в верхніх шарах породи.

Але тільки в праці **В.В.Докучаєва** «Російський чорнозем» (1883) уперше були сформульовані основні наукові ідеї про генезис чорноземних ґрунтів. Автор виділив чорнозем як окремий ґрунтовий тип, що утворився в результаті зміни материнських порід під впливом степової рослинності та клімату.

Теорію рослинно-наземного походження чорноземів розвивали **П.А.Костичев**, який розкрив роль кореневої системи трав'янистої рослинності в чорноземоутворенні; **В.Р.Вільямс**, що вивчав роль лугової степової рослинності в утворенні перегною та цілий ряд інших вчених. Сучасна точка зору в найбільш узагальненому вигляді фіксує проходження при чорноземоутворенні таких найголовніших процесів:

1. **Дернового**, що йде з максимальною інтенсивністю. Суть його, як відомо, полягає в акумуляції гумусу, поживних речовин та утворенні агрономічно цінної водостійкої структури. Максимальний прояв цього процесу в даному типі ґрунту пояснюється рядом причин. Перша – особливості біологічного кругообігу речовин під трав'янистою рослинністю в лісостепу та степу – він дуже потужний та інтенсивний. Щорічно з відмерлими частинами рослин у ґрунт попадає практично та ж кількість поживних речовин, що була використана на приріст біомаси, опад складає 100-200 ц/га, він високозольний (7-8%), містить багато N (1-1,4%). Причому більша частина рослинних решток, а разом з ними і поживних елементів, повертається не на поверхню ґрунту, а безпосередньо в нього, тому що 40-60% степової рослинності складає їх коренева маса. Другою причиною є особливості гідротермічного режиму в суббореальному лісостепу та степу. Він характеризується чергуванням коротких періодів оптимального зволоження ґрунту з досить тривалими засушливими або холодними. У перші періоди (весною та восени) активно йдуть процеси розкладу, гуміфікації та мінералізації органічних решток, а в другі (літо та зима) – закріплення утворених гумусових речовин у ґрунті, ускладнення їх будови. Третя причина інтенсивного дернового процесу – насиченість ґрунту Са, джерелами якого є високозольна рослинність, карбонатна материнська порода. Це

призводить до нейтралізації гумусових кислот, утворення стійких органо-мінеральних сполук та водостійкої структури. Четвертою причиною є надзвичайно велика в недалекому минулому роль гризунів, які активно переміщували ґрунт, збагачуючи верхні горизонти карбонатами, що підсилювало дерновий процес ґрунтоутворення.

2. Міграції гідрокарбонату кальцію в профілі. Цей процес забезпечує високу ступінь насиченості колоїдів кальцієм, формування гуматно-кальцієвого гумусу, нейтральну та слабо лужну реакцію середовища – а це, як відомо, головні умови оптимального проходження дернового процесу ґрунтоутворення. Міграція карбонатів визначається характером водного, теплового та газового режимів чорноземів. Вона найяскравіше йде в лісостепу, який вирізняється періодично промивним типом водного режиму. З водою виносяться вниз розчинні речовини та $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Але вміст останнього весною в ґрунті невеликий, адже в цей період низькі температури – біологічна активність пригнічена, в ґрунтовому повітрі мало CO_2 , тому розчинність CaCO_3 низька, винос $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ з карбонатного горизонту невеликий. Влітку в чорноземах переважають висхідні потоки води. Вони менш інтенсивні, ніж низхідні весною, зате вміст $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ в ґрунтовому розчині значний. Він повертається назад у карбонатний горизонт. Цими процесами підтримується існування вказаного горизонту, високий вміст Са в ґрунтовому розчині та у твердій фазі. Степові чорноземи характеризуються менш інтенсивною міграцією карбонатів, винос їх слабкий. Загалом максимальна амплітуда коливань лінії карбонатів становить 10-20 см.

Найбільш сприятливі умови для чорноземоутворення складаються в південній частині лісостепової зони, де утворюються типові чорноземи та на півночі степу, де розповсюджені чорноземи звичайні. На південь від указаних підзон збільшується дефіцит вологи, зменшуються кількість рослинного опаду та глибина кореневої системи, внаслідок чого зменшується потужність гумусового профілю й кількість гумусу. На північ, навпаки, кількість вологи збільшується, зростає вилюговування лужноземельних катіонів, Са, тому починає розвиватись опідзолення – кількість гумусу також зменшується. Із заходу на схід збільшується континентальність клімату, збільшуючи в чорноземах кількість гумусу та зменшуючи потужність гумусованого горизонту при стабільних загальних запасах гумусу в профілі. **Будова профілю** чорнозему в найтипівішому вигляді така (рис. 3):

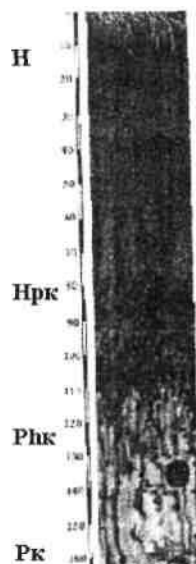


Рис. 3. Чорнозем типовий

He – степова повсть;

H – гумусовий, темно-сірий горизонт, зернистий, пухкий, перехід поступовий;

Hrk – верхній перехідний, темно-сірий, дещо світліший за попередній, з плямами, кротовинами, грудкувато-зернистий, перехід поступовий;

Phk – нижній перехідний, сірувато-бурий до палевого, язички і затікання гумусу, кротовини, грудкуватий, переважно карбонатний, перехід поступовий;

Pk – материнська порода, переважно палевий пухкий карбонатний лес.

Незважаючи на те, що чорноземи добре вивчені, деякі питання їх систематики залишаються дискусійними. У наш час найпоширеніша класифікація ґрунтового інституту ім. В.В.Докучаєва (1977), хоча в ній є деякі протиріччя (табл. 4). Поділ на підтипи проводиться відповідно з природною зональністю чорноземів на Руській рівнині, де з півночі на південь більш-менш закономірно простежується їх зміна: опідзолені, вилугувані, типові.

Типова будова профілю чорноземів описана вище, але кожен з підтипів має певні морфологічні особливості. **Опідзолені чорноземи** особливо часто зустрічаються в західному лісостепу на високих добре дренованих вододілах. Головна морфологічна ознака – наявність білястої присипки в нижній частині H, де виділяється самостійний опідзолений горизонт H(e), під яким залягає буруватий Hр(i) із зачатками горіхуватої структури, незначним лакуванням граней структурних відмін, гумусовими примазками, присипкою SiO₂ Карбонати вимиті аж у материнську породу, де знаходяться у вигляді журавчиків, часто

ґрунт взагалі не закипає у зв'язку з сильною вилугуваністю.

Таблиця 4.
Класифікація чорноземів Лісостепу

Підтипи	Роди	Види
Опідзолені Вилугувані Типові	Звичайні	а) надпотужні (>120 см) потужні (80-120) середньо потужні (40-80) малопотужні (25-40) дуже малопотужні (<25 см)
	Слабодиференційовані	
	Глибокозакипаючі	
	Безкарбонатні	
	Карбонатні	
	Залишково-карбонатні	б) тучні (>9%) середньогумусні (6-9) малогумусні (4-6) слабогумусні (<4%)
	Міцелярно-карбонатні	
	Солонцюваті	
	Осолоділі	
	Глибинно-глеюваті	
	Злиті	
Неповнорозвинені		

Вилугувані чорноземи також лісостепові ґрунти. За морфологічними ознаками займають проміжне положення між опідзоленими й типовими. Відсутня елювіально-ілювіальна (Е-І) диференціація профілю, тобто не спостерігається присипки та ознаки ілювійованості, але карбонати вимиті глибоко (глибше 60 см), найчастіше – в нижній перехідний горизонт.

Типові чорноземи. Зустрічаються в південній частині лісостепу. Мають найхарактерніші морфологічні ознаки чорноземів: потужний гумусований профіль (>80 см), неглибоке залягання карбонатів (у верхньому перехідному горизонті або в його нижній частині), Е-І перерозподіл відсутній, CaCO_3 у вигляді псевдоміцелію або трубочок.

За гранулометричним складом чорноземи переважно суглинкові, у більшості підтипів відсутні помітні зміни мулистої фракції за профілем, лише в опідзолених існує невеликий її перерозподіл. Хімічний склад чорноземів характеризується рівномірним розподілом SiO_2 та R_2O_3 за профілем, за винятком опідзолених. У Н-горизонті акумулюються N, P, S та інші біофільні елементи, більшістю ґрунти вилугувані від водорозчинних сполук. Гумусу в чорноземах багато, до 12%, гумусовий профіль прогресивно-аккумулятивний, склад гумусу гуматний, гумусові кислоти високо конденсовані, переважають їх фракції, пов'язані з Ca, майже цілком відсутні вільні фульвокислоти. Максимальний вміст гумусу в чорноземах типових, на північ та на південь від зони їх розповсюдження кількість гумусу зменшується (табл. 5).

Таблиця 5.

Порівняльна характеристика підтипів чорноземів Лісостепу

Підтипи чорноземів	Гумус, %	Сгк/Сфк	pH	Склад ввібраних катіонів	ЄП, мг-екв/100 г ґрунту	СНО, %	Потужність Н+НР, см
Опідзолені	5-12	1,5-2,0	5,5-6,5	Са, Mg, Н	30-45	~90	30-70
Вилугувані	5-10	1,5-2,0	6,5-	Са, Mg, (Н)	40-50	93-98	40-80
Типові	7-12	1,5-3,0	6,8 ~7	Са, Mg	45-60	100	60-130

Фізико-хімічні властивості чорноземів відмінні. Ці ґрунти мають потужний ґрунтово-поглинальний комплекс з великою ЄП (30-70 мг-екв), СНО коливається від 93 до 100%, ГПК майже повністю насичений Са та Mg, реакція середовища близька до нейтральної, нейтральна або слаболужна, висока буферність. Фізичні та водно-фізичні властивості чорноземів добрі, консистенція нещільна, висока вологоємність, добра водопроникність. Щільність твердої фази складає 2,4 г/см куб у Н-горизонті й збільшується до 2,7 г/см куб у материнській породі. Щільність ґрунту 1,0-1,6 г/см куб, пористість 55-60%.

Чорноземи мають оптимальний тепловий режим: добре поглинають енергію сонця, довго зберігають тепло. У західних провінціях вони практично не промерзають, дуже теплі, на північ і на схід тривалість промерзання збільшується, зате зменшується довжина теплого періоду. Водний режим чорноземів сприятливий для процесу гумусоаккумуляції, але з точки зору їх сільськогосподарського використання є основним лімітуючим фактором родючості. Чорноземна зона характеризується нестабільним або недостатнім зволоженням. У формуванні водного режиму можна виділити два періоди:

1 – висушування ґрунту, яке спостерігається влітку та на початку осені;

2 – промочування ґрунту з перервою на промерзання з осені до весни.

У чорноземах лісостепу тип водного режиму періодично промивний. Поживний режим чорноземів оптимальний: дуже високий вміст валових їх форм, основна частина N знаходиться в органічній формі, але легко вивільняється при мінералізації, багато рухомого фосфору.

Чорноземна зона найбільш освоєна, у ній вирощуються всі районовані сільськогосподарські культури, особливо ефективно ці ґрунти використовуються під зернові високої якості, соняшник, цукровий буряк.

Чорноземи – потенційно найродючіші ґрунти. Головною

проблемою їх використання є несприятливий водний режим, тому велике значення має система накопичення та зберігання вологи в ґрунті, створення лісосмуг, снігозатримання і т.п. Важливим заходом є боротьба з водною (в лісостепу) та вітровою (в степу) ерозією, дотримання правильних сівозмін, насичених ґрунто-зберігаючими культурами; введення чистих парів, безполіцевого обробітку ґрунту. Хоча ґрунти добре забезпечені поживними речовинами, внесення мінеральних добрив – умова одержання високих урожаїв. Важливо вносити органічні добрива, щоб зберегти стабільну кількість гумусу, водно-фізичні властивості.

При сільськогосподарському використанні дещо змінюється ґрунотворний процес: розмикається біологічний кругообіг, значно зменшується кількість рослинного опаду, особливо підземного, тому ґрунти одержують значно менше органічної речовини, N, Ca, P, K та інших елементів. Зменшується кількість мікрофлори, слабкіше йде оструктурювання, зменшується (і значно) кількість гумусу.

16.2.2. Чорноземи степу

Степ у недавньому минулому чітко розділявся на три підзони: північна частина з різнотравно-ковильно-типчаковою **рослинністю**, середня – з ковильно-типчаковою та південна – злаково-полинна. Ліс зберігся лише на окремих ділянках у долинах рік, заплавах, байраках тощо. Велику роль у формуванні чорноземів степу відігравали дощові черви та землерії – переміщували та оструктурювали ґрунт. **Клімат** степу континентальний, континентальність наростає із заходу на схід. Тип водного режиму – непромивний, тоді як у чорноземів лісостепу – періодично промивний. Тому карбонати у степових чорноземів вимиті неглибоко, підзолистий процес не відбувається, інколи на деякій глибині зустрічаються солі й гіпс. **Рельєф** у степу рівнинний з добре розвиненим мікрорельєфом. **Ґрунотворною породою** найчастіше виступає лес.

Порівняльна характеристика чорноземів степу наведена у таблиці 6.

Таблиця 6.

Порівняльна характеристика підтипів чорноземів степу

Підтипи чорноземів	Гумус, %	Сгк/Сфк	pH	Склад ввібраних катіонів	ЄП, мг-екв/100 г ґрунту	СНО, %	Потужність Н+НР, см
Звичайні	6-8	1,5-3,0	7,0-7,3	Ca, Mg, (Na)	40-55	100	50-120
Південні	3-6	1,5-3,0	7,5-8,0	Ca, Mg, Na	30-40	100	25-70

Звичайні чорноземи зустрічаються в північному степу. За ознаками близькі до типових, але у зв'язку з дещо ослабленим процесом гумусоаккумуляції потужність гумусованого горизонту менша. Карбонати залягають, починаючи з нижньої частини Н у вигляді білоочок, псевдоміцелію. Іноді в материнській породі зустрічається гіпс.

Південні чорноземи сформувались у південній частині степу, межують з каштановими ґрунтами. Карбонати починаються з Н-горизонту, неглибоко залягає гіпс, профіль малопотужний, часто – слабо диференційований через незначну солонцюватість, яка проявляється в ущільненні перехідного горизонту. Характеристика родів та видів аналогічна чорноземам лісостепу.

За останніми дослідженнями *Н.А.Белової, А.П.Травлеєва*, 1999 під лісовими насадженнями на території справжніх степів формуються чорноземи, які рекомендовано виділити на рівні роду як лісові. Характерними особливостями цих ґрунтів є наявність лесиважу і, на відміну від чорноземів лісостепу, відсутнє опідзолення.

Перспективний прийом кардинального регулювання водного режиму в степовій зоні – зрошення. Але воно повинно бути строго регульованим і обґрунтованим, тому що властивості чорноземів при неправильному зрошенні різко погіршуються. Інші заходи окультурення аналогічні лісостеповим чорноземам.

При розорюванні цілинних чорноземів руйнується верхній високо біогенний шар ґрунту: за 54 роки запаси гумусу в ньому знизились на 52,3 т/га, щільність складення підвищилась на 0,10 г/см куб (табл. 7) Сільськогосподарське освоєння чорноземів впливає на якісний склад гумусу: звужується співвідношення Сгк:Сфк (*А.Д.Балаєв*, 1997).

Таблиця 7.

Зміни вмісту гумусу та його втрати в орному шарі (0-30 см) чорноземів Європейської частини колишнього СРСР за 100 років (Чесняк Г.Я., 1983)

Вміст і запаси гумусу				Втрати гумусу за 100 років, т/га	Середньорічні втрати гумусу, т/га	Втрати гумусу від вихідних запасів, %
1881 р.		1981р.				
% до ваги ґрунту	т/га	% до ваги ґрунту	т/га			
Чорнозем типовий (Тамбовська і Воронежська обл.)						
10-13	300-390	7-10	210-300	90	0,9-0,9	23-30
Чорнозем типовий (Курська і Харківська обл.)						
7-10	221-315	4-7	142-248	67-79	0,7-0,8	21-36

Чорнозем вилугуваний (Ставропольський край)						
7-10	231-330	4-7	150-263	67-81	0,7-0,8	20-34
Чорнозем вилугуваний (Ульяновська обл.)						
13-16	390-480	4-7	120-210	270	2,7	56-69
Чорнозем звичайний (Воронезька обл.)						
7-10	221-315	4-7	150-263	52-71	0,5-0,7	17-32
Чорнозем звичайний (Молдова)						
4-7	126-221	2-4	75-150	51-71	0,5-0,7	32-40
Чорнозем типовий (Куйбишевська обл.)						
13-16	390-480	8-10	240-300	150-180	1,5-1,8	38-39
Чорнозем типовий (Оренбурзька обл.)						
9-11	270-330	6-8	180-240	90	0,9	27-33

16.2.3. Ґрунти сухого степу

В умовах сухого степу формуються каштанові ґрунти. Каштанові ґрунти – це зональний тип сухих суббореальних степів. У світі вони займають величезну площу – 269 млн. га, на території СНД ~107 млн. га, в Україні ~2 млн. га. В Україні вони розповсюджені в південній частині Одеської, Херсонської, Миколаївської областей, на півночі Криму. На території СНД каштанові ґрунти утворюють смугу, що починається на півдні Молдови, тягнеться через Україну, східне Передкавказзя, середнє і нижнє Поволжя, Казахстан, східний Сибір до Забайкалля. Великі масиви цих ґрунтів є на території Монголії, Китаю, півдня Румунії, у внутрішніх засушливих районах Північної Америки (штат Міссурі, провінція Саскачеван), тощо.

Клімат суббореальних сухих степів субаридний з теплим засушливим літом і холодною зимою, $K_z = 0,35-0,5$, річна сума опадів складає 200-350 мм, випаровуваність – 1000-1200 мм на рік, середньорічна температура біля 5°C, континентальний зі значними добовими та сезонними амплітудами температури. Тип водного режиму непромивний і випітний.

Рослинність трав'яниста сухостепова з бідним видовим складом і розрідженим травостоєм. У північній частині зони – типчаково-ковильна, в середній – полинно-ковильно-типчакова, на півдні – полин, прутняк. Розвивається ефемерна та ксерофітна рослинність, в западинах рельєфу зустрічаються чагарники, в заплавах – ліси. Щорічний приріст фітомаси незначний: 8-10 ц/га надземної та 30-40 ц/га підземної частин, рослинний опад високозольний (~ 600 кг/га зольних елементів).

Рельєф зони рівнинний із сильно розвиненим мікрорельєфом у вигляді западин, блюдець, лиманів, причиною розвитку якого є вихідна нерівномірність засолення порід, активна діяльність землеріїв. Мікрорельєф зумовив високу комплексність ґрунтового покриву на вказаній території.

Ґрунотворні породи – лесоподібні суглинки та леси, засолені морські породи, продукти вивітрювання піщаників, вапняків, мергелів.

Генезис каштанових ґрунтів пов'язують з трав'янистою рослинністю в умовах засушливого клімату. Головні процеси при утворенні каштанових ґрунтів ті ж, що й при чорноземоутворенні, тобто дерновий процес і міграція карбонатів. Але дерновий процес в даному випадку достатньо ослаблений, причиною чого є уповільнений темп гумусоутворення в зв'язку з малим об'ємом фітомаси, яка надходить у ґрунт через розрідженість рослинного покриву та у зв'язку з несприятливими гідротермічними умовами. Міграція карбонатів також менш інтенсивна, ґрунт промивається на меншу глибину й карбонати знаходяться вище, ніж у чорноземів. Особливістю генезису каштанових ґрунтів є майже обов'язковий процес осолонцювання, тому що рослинні залишки висо-козольні, материнські породи переважно засолені, ТВР випітний.

Виділяють три підтипи каштанових ґрунтів (табл. 8)

Таблиця 8.
Класифікація каштанових ґрунтів

Підтипи	Роди	Види
Темно-каштанові Каштанові Світло-каштанові	Звичайні Солонцюваті Солонцювато-солончакуваті Залишково-солонцюваті Солонцювато-осолоділі Карбонатні Карбонатно-солонцюваті Глибокозакипаючі Неповнорозвинені	а) за ступенем солонцюватості б) за потужністю гумусованого горизонту: потужні (>50 см) середньопотужні (30-50) малопотужні (20-30) дуже малопотужні (<20 см)

Будова профілю каштанових ґрунтів подібна на чорноземи, особливо південні (рис. 4):

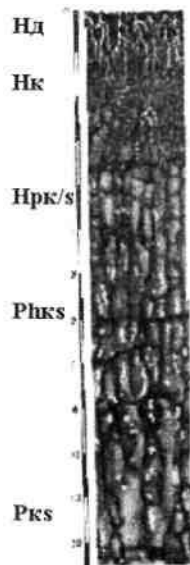


Рис. 4. Каштановий ґрунт

Hд – слаборозвинена дернина;

H(к) – гумусовий, каштанового забарвлення з бурувато-сірим відтінком, пороховато-дрібнозернистий, нерідко шаруватий, потужністю 15-30 см;

Hpk/s – верхній перехідний, сірувато-бурий, крупногрудкуватий або грудкувато-призматичний чи горіхуватий, карбонатний, потужністю біля 10 см;

Phks – нижній перехідний, неоднорідно забарвлений бурувато-жовтий, призмоподібний, ущільнений, карбонати в вигляді білоочок, часто засолений, потужністю 50-100 см;

Pks – ґрунтотворна порода, переважно засолений лес, карбонатна, загіпсована.

Підтипи каштанових ґрунтів виділяють за вмістом гумусу та іншими загальними властивостями. Профіль каштанового ґрунту не диференційований за SiO_2 та R_2O_3 . Вміст гумусу в H-горизонті складає від 2 до 5% і поступово зменшується вниз по профілю, відношення $\text{C}_{\text{гк}}:\text{C}_{\text{фк}} > 1$ у верхніх горизонтах і менше 1 у підгумусному горизонті. ГПК повністю насичений катіонами Ca та Mg, реакція нейтральна або слаболужна по всьому профілю (табл. 9).

Таблиця 9.

Порівняльна характеристика каштанових ґрунтів

рН	Гумус, %	Глибина, см				ЄП, мг-екв 100 г гр.	Обмінні катіони
		Н+НР	закипання	залягання			
				солей	гіпсу		
Темно-каштанові							
7,0-7,3	4-5	35-50	45-50	-200	-200	30-35	Ca, Mg, (Na < 3% ЄП)
Каштанові							

7,2-7,4	3-4	30-40	35-40	-180	-160	20-30	Na > 3% ЄП
Світло-каштанові							
7,3-7,5	2-3	25-35	25-30	-150	-120	15-25	Na > 6% ЄП

Каштанові ґрунти завжди мають карбонати безпосередньо під Н-горизонтом, на глибині 1-1,5 м багато з них накопичують гіпс та водорозчинні солі. Володіють задовільними водно-фізичними властивостями. Особняком серед каштанових ґрунтів стоять їх солонцюваті різновиди, що вирізняються диференціацією профілю за Е-І типом, лужною реакцією середовища, наявністю Na в ГПК, ущільненням перехідного горизонту, гіршими водно-фізичними властивостями. Суттєво за властивостями виділяються світло-каштанові ґрунти, які в переважній більшості солонцюваті **(He+Hpsl+PhsK+PKs)**. Як указувалось вище, між підтипами каштанових ґрунтів існує чітка відмінність як за морфологічними, так і іншими властивостями.

Зона сухих степів має важливе значення в сільському господарстві країни. Розорані переважно темно-каштанові як найбільш родючі й краще забезпечені вологою ґрунти. Вирощують пшеницю, просо, соняшник, баштанні та інші культури. Урожайність їх залежить від вологозабезпеченості, часто повторювані засушливі роки, засухи, суховії ведуть до нестабільного землеробства. В деякій мірі розв'язують цю проблему снігозатримання, посадка лісосмуг, спеціальна агротехніка, правильні сівозміни. Радикальним заходом регулювання водного режиму є зрошення, але потрібно при проектуванні його передбачити й попередити всі можливі негативні наслідки: вторинне засолення, осолонцювання, заболочення ґрунтів. Світло-каштанові ґрунти без зрошення ефективно використовуватись не можуть. Так як вони часто солонцюваті, в комплекс окультурювання входить гіпсування. Актуальним є боротьба з вітровою ерозією.

16.2.4. Засолені ґрунти

До формації засолених та лужних належать ґрунти, в утворенні яких брали або беруть активну участь легкорозчинні солі. До легкорозчинних відносяться солі, розчинність яких перевищує розчинність гіпсу в холодній воді, тобто 2 г/л. Це, наприклад, сода – Na₂CO₃, хлориди, сульфати, гідрокарбонати, борати тощо.

16.2.4.1. Засолені ґрунти, солончаки

Засолені – це такі ґрунти, що містять у всьому профілі або в його частині легкорозчинні солі в кількостях, шкідливих для рослин.

Шкідливість водорозчинних солей полягає в тому, що вони підвищують осмотичний потенціал ґрунтового розчину, чим погіршують постачання рослин водою через недостатню всмоктувальну силу корневих систем. При цьому знижується транспірація, уповільнюється фотосинтез, погіршується мінеральне живлення. Деякі солі (сода) погіршують властивості ґрунту: він набухає, зменшується здатність колоїдів до коагуляції, збільшується їх рухомість, в результаті чого руйнується структурність ґрунту, росте його щільність тощо.

Найбільш шкідливі солі: Na_2CO_3 , NaHCO_3 , NaCl ; шкідливі: CaCl_2 , MgCl_2 , Na_2SO_4 ; менш шкідливі: MgSO_4 , CaSO_4 . Джерелами солей у природі взагалі й у ґрунтах зокрема виступають такі процеси та об'єкти:

- вивітрювання порід, при якому утворюються різноманітні солі, які з водами мігрують в океан або безстічні басейни на суші. Це процес глобальний, входить у великий кругообіг речовин і завдяки йому щорічно утворюється близько 3 млрд. т водорозчинних сполук;

- соленосні гірські породи, які утворюються на дні морів та океанів і в результаті тектонічних рухів земної кори виходять на поверхню, де виступають у ролі ґрунтоутворної породи;

- мінералізовані ґрунтові води, що знаходяться на глибині 2-7 м і впливають на процес ґрунтоутворення;

- виверження вулканів;

- перенесення солей вітром з моря на сушу (імпульверизація);

- атмосферні опади (максимальний вміст солей у них може складати 400 мг/л).

- деяка рослинність, яка підкачує солі завдяки їх біологічній акумуляції та наступній мінералізації фітомаси (солянки).

- зрошувальні води, які можуть бути активним фактором вторинного засолення ґрунтів при неправильному зрошенні.

Ці джерела діють на всій земній кулі, але засолені ґрунти займають порівняно незначну частину суші. Для їх утворення потрібне специфічне сполучення навколишніх умов: засушливий аридний клімат, при якому випаровуваність перевищує кількість опадів, тому солі не вимиваються з ґрунту; негативні форми рельєфу, де забезпечується накопичувальний баланс речовин.

У таких ландшафтно-геохімічних умовах у ґрунтах можуть накопичуватись різні солі. При дещо вологішому кліматі акумулюються менш розчинні солі, а легкорозчинні вимиваються. З посиленням сухості клімату в ґрунті зберігаються більш розчинні солі, наприклад, хлориди.

Солончаки – один із типів засолених ґрунтів, які містять у шарі 0-30 см токсичну кількість водорозчинних солей.

Вивчення цих ґрунтів розпочали ще *В.В.Докучаєв та Н.М.Сибірцев*, але всю групу засолених ґрунтів, у тому числі й солончаки, вони називали солонцями. Пізніше дані ґрунти стали об'єктом досліджень *К.Д.Глінки, М.О.Дімо, В.А.Ковди, О.М.Іванової, Н.Г.Мінашиної*, українських ґрунтознавців *О.Н.Соколовського, Г.В.Новикової* та ряду інших вчених.

Солончаки займають на планеті площу ~69,8 млн. га, на території СНД ~20 млн. га, на території України зустрічаються локально по узбережжю Чорного моря, в Придніпров'ї, на терасах Південного Бугу, Дністра, Дунаю. Головні масиви розповсюдження солончаків на планеті: Азія – Аравійський півострів, Іран, Афганістан, Індія, Китай, Монголія, Туркменістан, Казахстан, Західносибірська низовина Росії; Європа – невеликі території на узбережжі морів та по терасах південних рік, Африка – узбережжя Середземного моря, басейн озера Чад, висохлі болота в дельті Нілу, безстічні впадини пустель; Південна Америка – південно-східне узбережжя Атлантичного океану; Північна Америка – степова частина Великих рівнин, пустельна частина Каліфорнії та північної Мексики, Австралія – зустрічаються плямами на південному узбережжі, в пустелях, депресіях рельєфу, біля солених озер. Тобто **солончаки – ґрунти інтразональні**, але найчастіше вони зустрічаються в пустелях, напівпустелях, сухих степах, дуже рідко – в лісостепу та степу.

Характерна **рослинність** – розріджені асоціації різних солянок, що характеризуються високою зольністю (20-30%), глибокою кореневою системою, незначним приростом біомаси (~50 ц/га). **Клімат** напіваридний, аридний, $K_z < 0,6$, ТВР – випітний. **Ґрунтотворні породи** різні за генезисом, у тому числі й морські, бувають як засолені, так і незасолені, найчастіше карбонатні. **Рельєф** переважно рівнинний. Процес ґрунтоутворення – **галогенез**, тобто засолення через причини, описані вище.

Типова будова профілю солончака (рис. 5): **Hks+Hpks+Phks+Pks**. По всьому профілю спостерігаються вицвіти солей, але при наявності вологи в ґрунті солі знаходяться в розчині й візуально не фіксуються. Характерна закономірність: якщо солончаки утворились при засоленні інших типів ґрунтів, то вони зберігають будову й морфологічні ознаки вихідного ґрунту, тому в профілі може бути різноманітний набір генетичних горизонтів. Профіль солончаків не диференційований за SiO_2 , R_2O_3 та гранскладом, оскільки солі викликають стійку електролітичну коагуляцію колоїдів і по профілю вони не переміщуються, інертні, не руйнуються. Гумусу загалом мало (~1%), але іноді, якщо засолені первинні високо-гумусні ґрунти, його вміст може сягати 5-7% і більше. ЄП невелика, – 20 мг-екв/100 г, залежить

від мінералогічного та гранулометричного складу ґрунту. Склад вібраних катіонів цілком визначається типом засолення ґрунту. Реакція нейтральна, слаболужна (рН = 7,3-8,0), якщо ж тип засолення содовий, то рН досягає значень 9-11. Карбонати знаходяться з поверхні. Водно-фізичні властивості солончаків добрі (крім содових). У солончаків, що містять соду, остання викликає стійку пептизацію колоїдів. Ґрунт у сухому стані стає дуже твердий, безструктурний, у вологому – в'язкий, знову ж таки безструктурний, погано водопроникний тощо.



Рис. 5. Солончак

Автоморфні солончаки приурочені до виходів на поверхню стародавніх засолених порід або утворились з гідроморфних у минулому солончаків при пониженні базису ерозії – наприклад, на високих річкових терасах (РГВ >10м), найчастіше зустрічаються в пустелях і напівпустелях. **Підтипи** діагностуються так: типові несуть найхарактерніші їх ознаки; літогенні, причиною утворення яких є засолені материнська порода; залишкові, утворені з гідроморфних; **еолово-пагорбкові**, утворені в результаті імпульверизації; отакирені мають тріщинувату поверхню (табл. 10).

Таблиця 10.
Класифікація солончаків

Типи	Підтипи	Роди	Види
Солончаки гідроморфні	Типові Лугові Болотні Сорові Приморські Мерзлотні Вторинні	За типом засолення	а) за характером розподілу солей: поверхневі (0-30см), глибоко-профільні, (по всьому профілю); б) за морфологією поверхні: кіркові (NaCl),

	Отакирені		пухлі (Na ₂ SO ₄), мокри (CaCl ₂), чорні (Na ₂ CO ₃).
Солончаки автоморфні	Типові Літогенні Залишкові Еолово-пагорбкові Отакирені		

Гідроморфні солончаки формуються в умовах близького (0,5-3 м) залягання мінералізованих ґрунтових вод при наявності інтенсивних висхідних токів води. Розповсюджені в зниженнях, лиманах, на днищах пересохлих озер, периферії боліт та солених озер тощо. Зовнішньо добре виділяються за наявністю вицвітів солей на поверхні (30-60%), профіль оглеєний. **Підтип:** лугові утворились при засоленні лугових ґрунтів, містять досить багато гумусу; болотні мають оглеєння по всьому профілю, іноді й оторфовані, утворилися при засоленні лугово-болотних та торф'яних ґрунтів; сорові утворились в результаті випаровування води з мілководних солених озер, покриті шаром солі, зовсім відсутня рослинність; приморські, що мають профіль, сильно засолений хлоридами, з багатьма черепашками, на глибині 1-2м знаходиться гірко-солоня вода; мерзлотні утворились на вічній мерзлоті; вторинні виникли при неправильному зрошенні; отакирені покриті сіткою тріщин.

Роди солончаків виділяють за типом засолення, тобто за якісним окладом аніонів і, рідше, катіонів. На Україні переважає содове та хлоридно-сульфатне засолення ґрунтів. Кількість солей у солончаках може коливатись від 1 до десятка процентів. У зв'язку з випітним ТВР характерний найбільший вміст солей у верхньому шарі ґрунту (до глибини 30 см), що є однією з діагностичних ознак солончаку. Солончаки в сільському господарстві можна використовувати після видалення солей. Для цього найчастіше проводять наскрізну промивку ґрунту водою в сполученні з іншими заходами підвищення родючості. Промивна норма при цьому коливається від 2,0 до 18,0 тис. м куб води на 1 га і залежить від ступеня засолення, гранулометричного складу, РГВ і типу засолення. Перед промивкою рекомендують проводити глибоку оранку для більш рівномірного промочування ґрунту, проводять промивку в осінньо-зимовий період. Промивна вода повинна бути прісною, тобто містити не більше 1 г/л солей. Цей агро меліоративний захід часто сполучають з вирощуванням рису. Для більшої ефективності та попередження засолення ґрунтів на навколишній території, підйому РГВ необхідно робити промивку на фоні дренажу. До комплексу заходів з окультурення входить також внесення органічних і мінеральних добрив, після чого ґрунти придатні для вирощування багатьох

культур – люцерни, ячменю, проса, пшениці тощо.

Не всі ґрунти, які містять водорозчинні солі, відносяться до солончаків. Тільки такий ґрунт можна віднести до солончаків, в якому вміст солей на глибині до 30 см перевищує поріг дуже сильного засолення. Серед засолених ґрунтів виділяють також **солончакові та солончакуваті** різновиди зональних типів ґрунтів, найчастіше – лугових, чорноземів, каштанових, бурих напівпустельних та інших. Солончаковими називаються ґрунти, які містять також, як і солончаки, токсичну кількість солей, але не з поверхні, а нижче 30 см. Солончакуватими ж є ґрунти, що містять водорозчинні солі в будь-якій частині профілю, але в кількостях, менших порогу токсичності. При номенклатурі таких ґрунтів на рівні роду вказується хімізм (тип) засолення, наприклад темно-каштановий солончакуватий хлоридно-сульфатний ґрунт. Для номенклатури виду обов'язково визначається ступінь засолення ґрунту, тобто процентний вміст в ньому водорозчинних солей залежно від типу засолення. Меліорація та окультурення цих ґрунтів аналогічні солончакам.

16.2.4.2. Солонці

Солонці – це ґрунти, що містять у ввібраному стані велику кількість обмінного Na (> 15% від ЄП) або інколи Mg (>40% від ЄП) в ілювіальному горизонті. Вони також відносяться до категорії засолених ґрунтів, але, на відміну від солончаків, солі в цих ґрунтах знаходяться не на поверхні, а на деякій глибині.

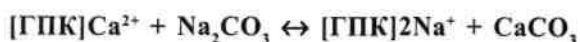
Близькі за властивостями до солонців також **солонцюваті** ґрунти – це будь-який ґрунт, що містить в ввібраному стані Na, але <15% від ЄП. Для визначення ступеня солонцюватості ґрунтів використовують градації, запропоновані **І.М.Антиповим-Каратаєвим**: несолонцюватий ґрунт містить ввібраного Na <3% від ЄП, слабосолонцюватий – від 3 до 5%, середньосолонцюватий – від 5 до 10%, сильносолонцюватий – від 10 до 15%. Солонці були об'єктом активних досліджень із самого зародження ґрунтознавства. Як указувалось вище, основоположники цієї науки не відділяли їх від солончаків. *П.А.Землячченський, К.Д.Глінка* виділили солонці як самостійний ґрунтовий тип. *К.К.Гедройц* детально вивчив фізико-хімічну природу даного ґрунту. Пізніше великий внесок у дослідження солонців зробили *В.А.Ковда, О.М.Іванова, І.М.Антипов-Каратаєв, О.М.Можейко, О.М.Грінченко* та інші. Світова площа солонців складає ~77,7 млн. га, на території СНД ~35 млн. га, на Україні – біля 0,25 млн. га. Приурочені в основному до сухих степів і напівпустель, оскільки у чорноземній зоні утворенню солонців перешкоджає завелика кількість опадів, а в пустелі, навпаки, їх не вистачає. На Україні основні площі солонців зосереджені в степу, інколи – в лісостепу.

Клімат переважно субаридний з кількістю опадів 100-600 мм на рік, Кз ~0,2-0,9. **Рельєф** рівнинний, але солонці часто формуються в западинах. **Ґрунтотворні породи** різноманітні за генезисом, в основному засолені. **Рослинність** своєрідна сухостепова солестійка з глибокою кореневою системою, з незначною біомасою, високою зольністю: полин, кохія, камфоросма, ромашник, типчак. На поверхні ґрунту – діатомові водорості, дуже незначна кількість мезофауни.

В наш час існує декілька теорій щодо **утворення** солонців, які взаємно доповнюють одна одну. Теорія **К.К.Гедройца** найпоширеніша й пояснює генезис ґрунту з фізико-хімічної точки зору. Згідно з цією теорією, солонці утворюються при розсоленні солончаків, засолених нейтральними солями натрію.

Розсолення – це вимивання солей з солончаку, яке може відбуватись при збільшенні вологості клімату, зниженні РГВ в результаті поглиблення базису ерозії на певній території або повільного підняття суші.

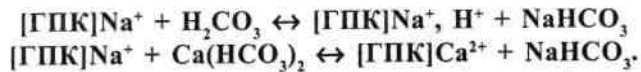
При пониженні РГВ випітний тип водного режиму змінюється непромивним. Процес розсолення проходить цілий ряд стадій. Перша – засолення ґрунтів солями Na, тобто утворення солончака, яке детально описано вище. Друга стадія – осолонцювання, тобто насичення ГПК Na і витіснення з нього інших катіонів:



Обмінний Na різко змінює властивості ґрунту, гідратує колоїди, які набувають стійкості проти коагуляції, легко пептизуються, розчиняються в воді, переміщуються з нею, закупорюють пори. В результаті руйнується агрегатний склад ґрунту, при зволоженні він сильно набухає, а в сухому стані стає дуже твердим і щільним. Але всі описані властивості та явища починають проявлятися тільки після вимивання з верхніх горизонтів розчинних солей, які електролітично коагулюють ґрунтові колоїди, навіть насичені Na.

Третя стадія – власне розсолення солончаку. В цій стадії проходять такі процеси: а) вимивання солей з верхнього горизонту, поступове зменшення їх концентрації нижче порога коагуляції; б) пептизація колоїдів, які у вигляді суспензії та золів вимиваються вниз,

утворюючи горизонт He (надсолонцевий), в) коагуляція (електролітична) вимитих колоїдів на певній глибині, яка визначається розташуванням у профілі попередньо вимитих солей. Тут утворюється ілювіальний (солонцевий) горизонт; г) утворення соди й виникнення в результаті лужної реакції середовища:



Утворена в результаті обмінних реакцій сода підвищує рН до 10-11. Під впливом сильно лужної реакції середовища частина колоїдів ґрунту розпадається, продукти лужного їх гідролізу також вимиваються вниз.

Профіль солонцю ділиться на ряд добре виражених горизонтів (рис. 6):

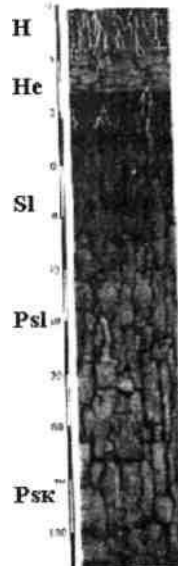


Рис. 6. Солонець автоморфний чорноземний

HE – гумусово-елювіальний (надсолонцевий), грудкуватий або пластинчастий, шаруватий, пористий, полегшеного гран-складу, світло-бурого або темно-сірого забарвлення залежно від зони розташування солонцю, потужність горизонту від 2 до 25 см, перехід різкий;

Sl (IH) – солонцевий, ілювіально-глинисто-гумусовий, темніший за попередній, темно-бурий або бурий з коричневим відтінком, стовбчастої, рідше призматичної, горіхуватої або брилистої структури, на гранях агрегатів – глянцево лакування, в сухому стані щільний, тріщинуватий, у вологому – в'язкий, безструктурний, потужністю 7-25 см і більше;

Pslks (Phiks) – підсолонцевий, світліший за попередній, призматичний або горіхуватий, містить гіпс, карбонати, солі;

Pks – материнська порода, засолена, карбонатна, загіпсована.

Таблиця 11.
Класифікація солонців

Типи	Підтипи	Роди	Види
Автоморфні	Чорноземні Каштанові Бурі напівпустельні	а) за типом засолення; б) за глибиною засолення, см: солончакові (5-30);	а) за потужністю HE: кіркові (<3см), мілкі (3-10), середні (10-18), глибокі (>18см)
Напівгідро-	Лугово-	високо солончакуваті	

морфні	чорноземні Лугово-каштанові Лугово-мерзлотні	(30-50); солончакуваті (50-100); глибокосолончакуваті (100-150); несолончакуваті (150- 200); в) за ступенем засолення: солонці-солончаки, сильно засолені, середньо засолені, слабо засолені, незасолені;	б) за вмістом увібраного Na в SI, % від ЄП: залишкові (<10), малонатрієві (10-25), середньонатрієві (25-40), багатонатрієві (>40);
Гідроморфні	Чорноземно- лугові Каштаново-лугові Мерзлотно-лугові Лугово-болотні	г) за глибиною залягання CaCO ₃ та гіпсу: високо карбонатні (вище 40см), глибоко карбонатні (нижче 40см), високогіпсові (вище 40см), глибоко гіпсові (нижче 40см)	в) за структурою SI: стовбчасті, горіхуваті, призматичні, брилисті

Традиційно прийнята систематика солонців наведена в таблиці 11. Типи солонців виділяються за характером водного режиму, підтипи – за розташуванням в тій чи іншій ґрунтово-біокліматичній зоні. **Солонці автоморфні** формуються в умовах глибокого залягання ґрунтових вод (>6м) на засолених породах, найчастіше в степу. Тому ще їх називають степовими. Вони поділяються на:

а) чорноземні, які сформувались у чорноземній зоні, відрізняються низьким вмістом увібраного Na в ГПК (<20%), кількістю гумусу від 1 до 5%; б) каштанові, що розповсюджені в сухому степу невеликими плямами серед каштанових ґрунтів; профіль, у порівнянні з чорноземними, різко диференційований, кількість гумусу 1-3,5%, переважно хло-ридно-сульфатний тип засолення; в) бурі напівпустельні, утворені в напівпустелях серед бурих напівпустельних ґрунтів, містять дуже мало гумусу (<1,5%).

Солонці напівгідроморфні (лугово-степові) формуються на першій та другій надзаплавній терасах, в понижених елементах рельєфу, де РГВ знаходиться на глибині 3-6 м. За географічним фактором вони поділяються на: а) лугово-чорноземні, що зустрічаються в лісостеповій та степовій зонах невеликими плямами в комплексі з лугово-чорноземними ґрунтами, відрізняються від солонців чорноземних явними ознаками оглеєння в материнській породі, збільшеним (2-7%) вмістом гумусу; б) лугово-каштанові, сформовані в сухому степу, темніші від

солонців каштанових, з ознаками оглеєння в Р; в) лугово-мерзлотні – утворені в зоні вічної мерзлоти.

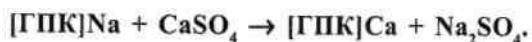
Солонці гідроморфні розповсюджені в заплавах рік, в приозерних, міжбалочних зниженнях, де $РГВ < 3м$: а) чорноземно-лугові утворюються серед чорноземів, у профілі добре виражене оглеєння, особливо в підсолонцевому горизонті та породі, гумусу містять 2-10%; б) каштаново-лугові зустрічаються в сухому степу, на узбережжі Сиваша, сильно глеєві; в) мерзлотно-лугові – в зоні вічної мерзлоти; г) лугово-болотні – по периферії боліт, озер, характеризуються оторфованим горизонтом або Т і сильним оглеєнням.

За гранскладом ґрунти переважно важкі, спостерігається чітка диференціація: не збіднений дрібними фракціями, а солонцевий горизонт – збагачений. За хімічним складом ґрунт дуже сильно диференційований за елювіально-ілювіальним типом: надсолонцевий горизонт збагачений SiO_2 і збіднений R_2O_3 , Ca, Mg та іншими елементами, карбонати вимиті в нижню частину S1. Вміст гумусу в солонцях коливається в широких межах – від 0,5% в напівпустельних до 10% в лугових. Гумусовий профіль елювіально-ілювіальний, $C_{гк}:C_{фк} < 1$ в HE-горизонті, нижче гумус гуматний.

Фізико-хімічні властивості солонців настільки оригінальні, що є одними з їх основних діагностичних ознак: у ГПК дуже багато (15-60% від ЄП) ввібраного Na в S1-горизонті, в HE-горизонті його мінімум, велика кількість обмінного Mg – до 35-45% від ЄП; реакція середовища в S1 і нижче лужна, а в надсолонцевому може бути й нейтральною. Фізичні та фізико-механічні властивості солонців дуже погані: в сухому стані вони дуже щільні, тріщинуваті, у вологому сильно набухають, в'язкі, липкі, з низькою водопроникністю, слабкою доступністю для рослин ґрунтової вологи.

В сільському господарстві солонці без меліорації використовувати неможливо. Головне завдання меліорації – вилучення Na із ГПК, при цьому буде нейтралізуватись лужна реакція, проходити гідрофобізація й коагуляція колоїдів і в такий спосіб поліпшуватимуться негативні властивості та режими даних ґрунтів. Меліорація солонців повинна бути комплексною, що включає хімічну, водну меліорації, правильну агротехніку, оскільки один захід ефекту не дає. Хімічна меліорація необхідна для витіснення Na, для чого в ґрунті штучно підвищують кількість елементів, які мають більшу енергію обмінного поглинання, ніж Na. Проходить обмінна реакція, а Na, що витісняється з ГПК, може бути вилучений з ґрунту промивкою. В якості меліорантів найчастіше

використовують гіпс, CaCl_2 , K_2SO_4 , а також кислоти (сірчану, азотну), сірку, фосфогіпс тощо. При гіпсуванні в ґрунті відбувається така реакція:



Дози гіпсу коливаються від 2 до 20 т/га.

Найбільш ефективно проводити хімічну меліорацію солонців при зрошенні, бо при цьому підвищується її ефективність, а утворені солі вимиваються з ґрунту. До комплексу окультурювання солонців входить також меліоративна оранка 3-ярусним плугом, а на кіркових різновидах – плантажна оранка, використовується також землявання невеликих плям солонців. Обов'язково потрібно застосовувати органічні та мінеральні добрива, а на богарі – вологонакопичення.

16.2.4.3. Солоді

Солоді – це гідроморфні або напівгідроморфні ґрунти з різко диференційованим профілем, яскраво вираженим освітленим горизонтом Е, з наявним ввібраним Na та лужною реакцією в горизонті І, з карбонатами і легкорозчинними солями в нижній частині профілю. Солоді – продукт розсолення солонців із заміною ввібраного Na^+ на H^+ в верхній розсоленій частині профілю.

Солоді широко (світова площа 70 млн. га), але тільки плямами, розповсюджені в умовах, аналогічних степу, лісостепу, рідше – напівпустель. На території СНД площа солодей складає біля 2,5 млн. га, в Україні – біля 30 тис. га. Найбільше солодей на ґрунтовій карті світу відмічено: в Євразії – Західносибірська, Дніпровська й Причорноморська низовини, придунайські низовини Угорщини; Північна Америка – західні штати США, Північна та Південна Дакоти, Айова, долина р. Міссісіпі; приморські південні райони Австралії; Південна Америка – в депресіях Аргентинської пампи та передгір'ях; в депресіях рельєфу та морських узбережжях Африки.

Клімат території розповсюдження солодей суббореальний або субтропічний субгумідний або субаридний, тип водного режиму періодично промивний з тимчасовим поверхневим перезволоженням. **Рельєф** – винятково понижені елементи (наприклад, поди півдня України, лимани), безстічні рівнини. **Рослинність** гідрофільна: осика, береза, осока, різнотравно-злакові або заболочені луки, на поверхні – водорості. **Ґрунотворні породи** різноманітні за генезисом, переважно – засолені, карбонатні, оглеєні.

Вперше морфологічна будова та умови залягання солодей описані в кінці минулого століття В.В.Докучаєвим та його

учнями, але на основі багатьох спільних з підзолистими ґрунтами рис їх ототожнювали з останніми.

Лише в 1912 р. **К.К.Гедройц** і майже одночасно **Т.І.Попов** (1914) пов'язали генезис «западинних підзолів» із солонцями, вважаючи їх продуктами вилуговування та деградації останніх. К.К.Гедройц присвоїв цим ґрунтам народну назву «**солоді**» і наступним чином пояснив їх утворення: в умовах підвищеного поверхневого зволоження при відриві ґрунту від ґрунтових вод, обмінний Na^+ у верхніх горизонтах солонців заміщується на обмінний водень, що приводить до гідролітичного розщеплення мінералів ГПК. Півтораоксиди виносяться, залишковий кремнезем накопичується в осолоділому горизонті. Зверху вниз по профілю пересувається й органічна речовина. Поступово солонцевий горизонт і частина підсолонцевого руйнуються, перетворюючись в осолоділий (E). Ця гіпотеза одержала широке визнання, підтвердилась наявними в природі поступовими географічними переходами солонців в солоді.

На думку **С.П.Яркова, І.С.Кауричева** та багатьох інших дослідників, у генезисі солодей велика роль належить **елювіально-ілювіальному** процесу. Перезволоження ґрунту в умовах достатньо високої температури викликає розвиток відновних процесів, утворення рухомих агресивних речовин (кислот, поліфенолів тощо), Fe, Mn, органо-мінеральних сполук, які викликають руйнування ґрунтових мінералів. Низхідний потік води забезпечує виніс продуктів руйнування вниз по профілю. Описані процеси одночасно беруть участь в утворенні солодей, їх сукупність називається осолодінням. За будовою профілю солоді близькі до дерново-підзолистих оглеєних ґрунтів (рис. 7):

Но – лісова підстилка або дернина;

Heg1 – гумусово-елювіюваний, темно-сірий, грудкувато-пластинчастий, з присипкою SiO_2 , Fe-Mn-конкреціями, потужністю 10-15 см;

Eg1 – елювіальний осолоділий горизонт, білястий, плитчастий або шарувато-лускуватий, конкреційний, з вохристими плямами;

Ig1 – ілювіальний, брудно-бурий, щільний, брилистий або призмоподібний, з глинисто-гумусовими і сизуватими плівками по гранях структурних відмін, чорними конкреціями, присипкою SiO_2 , в'язкий; звичайно розділяється на декілька підгоризонтів;

PKSg1 – материнська порода, переважно карбонатна, оглеєна, часто засолена.

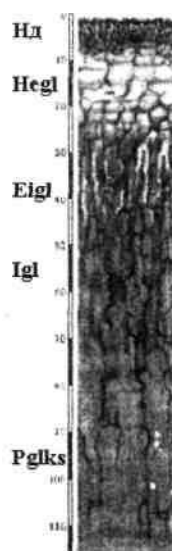


Рис. 7. Солодь лугово-чорноземна

Лугово-чорноземні солоді відрізняють порівняно глибоким РГВ (>3м), потужність гумусованого горизонту 50-70 см. **Лугові** (степові): РГВ = 1,5-3 м, менша потужність гумусованого горизонту, значніше оглеєння. **Лугово-болотні** солоді: РГВ=0,5-1 м, сильно оглеєні, на поверхні є оторфований горизонт (табл. 12).

Таблиця 12.
Класифікація солодей

Підтипи	Роди	Види
Лугово-чорноземні Лугові Лугово-болотні	Звичайні Безкарбонатні Незасолені Солончакуваті Несолонцюваті Солонцюваті	а) глейові, глеюваті б) малогумусні (<3% гумусу), середньогумусні (3-6), високогумусні (>6); в) торф'янисто-глейові (Т<10 см), торф'яно-глейові (Т=10-20 см)

Солоді володіють різко диференційованим профілем. Аналіз валового складу показує збіднення верхньої елювіальної частини сполуками заліза, алюмінію, магнію, кальцію та відносно збагачення кремнеземом. Різка диференціація профілю виявляється й аналізом гранулометричного складу.

Гумус солодей близький до гумусу підзолистих ґрунтів за груповим і фракційним складом. У He-горизонті його вміст складає 2-3%, але в окремих випадках може досягати 10% і вище, різко падаючи в осолоділому горизонті і, як правило, дещо збільшуючись в I-горизонті. В гумусованому горизонті $S_{гк}:S_{фк} > 1$, різко звужується вниз по профілю до 0,2. ЄП варіює в широких межах залежно від гранскладу, але завжди суттєво менша в He і E (10-15 мг-екв) горизонтах порівняно з ілювіальним (30-40). У складі обмінних катіонів, крім Ca^{2+} та Mg^{2+} , присутній Na^+ в I-горизонті в великій кількості (10% від ЄП і більше). В горизонтах He та E в

багатьох випадках є також обмінний водень і алюміній, тому ці горизонти не-насичені основами, реакція середовища в них кисла. Ілювіальний горизонт має нейтральну або лужну реакцію. Отже, за реакцією середовища та складом ввібраних основ можна відрізнити солоді від дерново-підзолистих ґрунтів. Крім цього, на глибині біля 1 м солоді містять карбонати, глибше – водорозчинні солі.

Верхня частина профілю відрізняється від нижньої за водно-фізичними властивостями. На межі з І- горизонтом різко зменшується пористість і водопроникність. Тому тут часто виникає верховодка, що викликає перезволоження верхньої частини профілю.

Солоді в сільському господарстві використовуються мало, оскільки вони володіють низькою потенціальною родючістю: несприятливий для сільськогосподарських культур водний режим, бідність елементами живлення. Трав'янисті екосистеми на солодях можна використовувати як сінокоси та пасовища, а ліси – як джерело деревини й водоохоронні угіддя. Але в ряді випадків ці ґрунти все ж потрібно меліорувати й використовувати в землеробстві: регулювання водно-фізичних властивостей та водно-повітряного режиму за рахунок глибокого розпушування та внесення органічних добрив, вапнування, збагачення колоїдами (внесення сапропелю); часто використовують землювання з безполицевою оранкою й розпушуванням на дрібних плямах солодей.

16.3. Ґрунти суббореальних напівпустель. Бурі напівпустельні ґрунти

Бурі напівпустельні ґрунти – зональний тип напівпустельної зони суббореального поясу. В субтропічному поясі зустрічаються аналоги бурих напівпустельних – бурі евтрофні ґрунти. Найбільші масиви бурих напівпустельних ґрунтів знаходяться в Євразії на території Китаю, Монголії (Гобі), на північних узбережжях Каспійського та Аральського морів, у південній частині Казахського дрібносопковика; в Північній Америці – на південному сході США.

Клімат території розповсюдження бурих напівпустельних ґрунтів сухий, різкоконтинентальний, середньорічна температура складає 6-7°C, літо довге, засушливе, спекотне, зима холодна, малосніжна; сума опадів = 100-250 мм на рік, Кз = 0,2-0,25, ТВР аридний. **Рельєф** носить неоднорідний характер: у Прикаспії – рівнинно-сла-бохвилястий, з лиманами, в інших районах – розчленований. **Ґрунтотворні породи:** лесоподібні суглинки, морські, алювіальні, озерні, вапняки – різного гранскладу, часто засолені. **Рослинність** бідна, дуже

розріджена, малопродуктивна: полин, типчак та інші ксерофітні солестійкі види, кірочки лишайників і водоростей. У ґрунтах дуже мало мікрофлори.

Генезис бурих напівпустельних ґрунтів включає такі ЕГП: **дерновий, розсолення, осолонцювання, осолодіння, кіркоутворення.**

Дерновий процес дуже ослаблений, сухість клімату викликає незначний розклад та гуміфікацію рослинних залишків, причому остання йде по шляху формування фульвокислот і гумінових кислот спрощеної будови. Розсолення йде на незначну глибину, така ж тенденція характерна для міграції карбонатів і гіпсу. Осолонцювання – осолодіння при утворенні бурих напівпустельних ґрунтів відбувається за схемою *К.К.Гедройца*, проте головним джерелом Na вважається напівпустельна рослинність. Майже всі ґрунти, крім східносибірських, солонцюваті. Утворення кірки – процес до кінця не вивчений, головними причинами цього явища є значна розпиленість ґрунту, безструктурність, карбонатність, контрастний гідротермічний режим, діяльність водоростей.

Будова профілю типового бурого напівпустельного ґрунту така:

К – крупнопориста кірочка потужністю 2-4 см;

He – гумусово-елювіальний, пухкий, шаруватий, світло-сірий, потужністю 10-15 см;

HPi/к – перехідний ілювіований, ущільнений, більш темний, тріщинуватий, брилистий, у нижній частині спостерігається нагромадження карбонатів;

Pks – материнська порода.

Найбільш характерною відмінністю бурих напівпустельних ґрунтів від каштанових є малопотужний гумусовий горизонт. Широко розповсюджені ґрунти легкого гранскладу, що характеризуються розтягнутістю, слабкою диференціацією профілю, на відміну від типового ґрунту, описаного вище.

Бурі напівпустельні ґрунти характеризуються низьким вмістом гумусу (1-2,5% в горизонті He), який поступово знижується вниз по профілю. Гумусові кислоти мають спрощену будову, переважають фульвокислоти, пов'язані з R_2O_3 , незважаючи на карбонатність ґрунту. ЄП залежить від гранскладу, на противагу каштановим ґрунтам вона максимальна в HPi/к-горизонті (3-25 мг-екв), в складі обмінних основ переважають Ca та Mg, вміст Na коливається від 1 до 14% від ЄП. Реакція по всьому профілю слабо лужна (рН=7,3-8,0). Ґрунти завжди в тій чи іншій мірі карбонатні, багато з них містять гіпс і водорозчинні солі. Мулувата фракція звичайно розподілена по профілю нерівномірно, накопичується в HPi-горизонті, де також дещо

акумулюються R_2O_3 . Ґрунти бідні на азот і фосфор. Водно-фізичні властивості та водний режим ґрунтів несприятливий для росту рослин.

Головний фактор, що лімітує ріст сільськогосподарських культур, – нестача вологи. Землеробство можливе лише при зрошенні. Велика кількість тепла дозволяє при зрошенні вирощувати цінні сільськогосподарські культури, перш за все зернові, баштанні, овочеві, плодові. Зрошення передбачає проведення комплексу заходів з попередження вторинного засолення й осолонцювання ґрунтів. Являє загрозу розвиток дефляції на значних площах ґрунтів легкого гранскладу.

Зона бурих напівпустельних ґрунтів традиційно є базою пасовищного тваринництва, в першу чергу вівчарства. Продуктивність пасовищ підвищується шляхом лиманного зрошення, використання фосфорних та азотних добрив.

Лугово-бурі напівпустельні ґрунти – напівгідроморфні ґрунти, що формуються в межах зони бурих напівпустельних ґрунтів, але на знижених елементах рельєфу, в яких збирається сніг і делювіальний стік. Інколи ґрунтові води в западинах залягають на глибині 2-5 м. Рослинний покрив зімкнутий, представлений полинно-злаковими асоціаціями. Будова профілю лугово-бурих ґрунтів, загалом, повторює морфологічну будову бурих напівпустельних ґрунтів. Відмінністю є те, що в нижній частині профілю наявні сліди оглеєння. Інколи вони знаходяться на більшій глибині – 3-4 м.

16.4. Ґрунти суббореальних пустель

16.4.1. Сіро-бурі пустельні ґрунти

Сіро-бурі пустельні – це ґрунти суббореальних та субтропічних пустель. В якості самостійного типу ці ґрунти вперше були виділені **І.П.Герасимовим**. Сіро-бурі пустельні ґрунти розповсюджені винятково в пустелях Азії (СНД, Китай, Монголія, Іран), де займають площу 150,2 млн. га.

Клімат пустель сухий, різко континентальний, з малою кількістю опадів (80-100 мм на рік), випаровуваність досягає 1500 мм, $K_z < 0,1$. Режим зволоження різко контрастний: на фоні загального панування протягом року надзвичайно низької вологості наступають короточасні періоди порівняно високого зволоження, до яких приурочений бурний спалах у розвитку рослин, мікроорганізмів, різноманітних біохімічних процесів та вивітрювання. Періоди зволоження наступають зимою і ранньою весною; влітку опадів майже не буває. **Рельєф** являє собою стародавні та підгірські рівнини. **Ґрунтотворні породи** представлені в основному елювієм-делювієм глин, піщаників, мертелів, вапняків, магматичних порід. Часто ці відклади пере-

криваються лесоподібними суглинками й супісками. **Рослинний покрив** розріджений ксерофітно-галофітний: солянкові напівчагарники з глибокою кореневою системою, весною – ефемери, на поверхні – кірочки водоростей і лишайників. Щорічний опад рослинної маси складає приблизно 12 ц/га, він високозольний.

Ґрунотворний процес перерваний, характеризується короткочасним гумусоутворенням в весняний період: рослинні залишки майже повністю мінералізуються – гумусу накопичується незначна кількість, зате висока зольність їх викликає процес осолонцювання (з-під кірки виносяться колоїдні частки, які акумулюються в центральній частині профілю). Випітний тип водного режиму стимулює процес засолення. В ґрунтах проходить кіркоутворення, що пояснюється контрастним гідротермічним режимом, високою дисперсністю органічної та мінеральної частини, діяльністю водоростей та лишайників. Профіль має таку будову:

Кк – кірочка потужністю 3-5 см, палево-сіра, щільна, крупно-пориста;

Е – елювіальний, потужністю 3-7 см, шаруватий, палево-світло-сірий;

Ік – ілювіальний, коричнюватий, ущільнений, призмоподібно-грудкуватий, карбонати в вигляді білоочок;

Pks – материнська порода, пухкіша, засолена, загіпсована.

Вміст гумусу низький (0,5% у верхньому горизонті), в його складі переважають фульвокислоти, що мають спрощену будову, зв'язані з R_2O_3 , незважаючи на карбонатність ґрунтів. ЄП низька (10 мг-екв), у складі ввібраних катіонів переважають Ca, Mg, Na. Ґрунти карбонатні з поверхні, вміст $CaCO_3$ в кірочці сягає 7-11% і поступово зменшується вниз по профілю – це важлива діагностична ознака сіро-бурих ґрунтів, яка відрізняє їх від бурих напівпустельних і сіроземів. Реакція лужна. Ґрунти гіпсоносні і в типовому прояві засолені, тобто рід звичайних ґрунтів є ще й солончакуватим, тип засолення хлоридно-сульфатний. За гранскладом переважають супіщані й легкосуглинкові, тому ґрунти слабо диференційовані, незважаючи на солонцюватість. Водно-фізичні властивості несприятливі: кірка низько водопроникна, тому ґрунти не всмоктують воду і гублять її через поверхневий стік і випаровування.

Ґрунти використовувати в землеробстві без зрошення неможливо. Зрошення дозволяє отримувати високі урожаї цінних культур, але воно утруднене відсутністю місцевих джерел води, високою гіпсо-носністю, близьким заляганням щільних порід, щербенистістю, складним рельєфом. Зона пустель є базою пасовищного тваринництва.

16.4.2. Пустельні примітивні ґрунти

Ці ґрунти розповсюджені в пустелях всієї земної кулі, їх площа складає ~70 млн. га. Ґрунти – результат первинного процесу ґрунтоутворення, мають примітивну будову профілю (К+НР+Р), потужність профілю коливається від декількох міліметрів (примітивні елювіювані кірки) до 10 см (примітивні ґрунти). Гумусу в усіх різновидах ґрунтів <0,5%. Часто бувають гіпсоносні, засолені, карбонатні, ЄП = 2-4 мг-екв, у тропічних пустелях мають червонуватий відтінок (завдяки залишковій фералітизації). В сільському господарстві не використовуються.

16.4.3. Такири

Такири – це засолені слабзорозвинені солонцюваті глинисті ґрунти суббореальних пустель, що мають тріщинувату поверхню.

Світова площа цих ґрунтів ~2 млн. га, особливо багато їх у пустелях Азії в сучасних дельтах рік типу Сирдарї та Амударї, в передгірських рівнинах, в основному – плямами.

Клімат території розповсюдження такирів аридний чи супераридний різко континентальний, річна кількість опадів – 50 мм, $K_z < 0,2$. **Рельєф** являє собою розчленовані підгірні рівнини, дельти, алювіальні рівнини, котловини та інші пониження, які періодично заливаються поверхневими засоленими водами, РГВ низький. **Ґрунтотворні породи** глинисті – стародавній та сучасний алювій, делювій, погано водопроникні, засолені, карбонатні. Плями такирів звичайно без вищої рослинності, покриті водоростями та лишайниками. **Утворення такирів** складається з таких елементарних процесів: **засолення, осолонцювання, розсолення, поважчення гранулометричного складу і утворення кірки.**

Гранулометричний склад стає все важчим у процесі такироут-ворення за рахунок періодичного накопичення поверхневих вод, що приносять мул. Важливу роль у генезисі відіграють водорості та лишайники, які при відмиранні насичують ґрунт аморфним SiO_2 , сприяючи цим осолонцюванню та осолодінню. Вони також є однією з причин утворення на поверхні такирів кірки, перетворюють бікарбонат Са в карбонат, бо використовують CO_2 при диханні і цим цементують кірку, виділяють O_2 , утворюючи в ній пори. Це активне кіркоутворення та розтріскування викликається дуже контрастним гідротермічним режимом ґрунтів (рис. 8). Гумусоутворення майже не відбувається, органічна речовина переважно приноситься алювіальними та делювіальними водами.

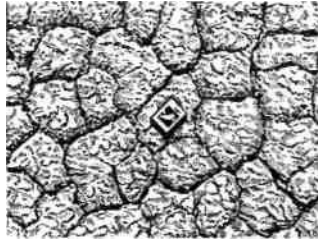


Рис. 8. Поверхня такиру

Будова профілю такирів дуже своєрідна – поверхня їх блискуча, покрита тріщинами глибиною 2-10 см, які ділять її на полігони:

Кк – кірка потужністю 1-8 см, щільна, комірчасто-пориста;

Ек – шарувато-лускуватий елювіальний, потужністю 10-25 см, сіруватий або бурий;

Іск – ілювіальний соленосний, безструктурний, ущільнений;

Ркs – безструктурна ґрунтоутворна порода.

З узбецької «такир» – голий, бідний. Такири весною непрохідні в результаті набухання й перезволоження. Влітку при висиханні перетворюються в щільну в'язку, тріщинувату масу з малим коефіцієнтом фільтрації води. За гранулометричним складом такири глинисті, диференційовані по профілю. Вміст гумусу не перевищує 1% у кірці, поступово зменшуючись з глибиною, Сгк:Сфк ~ 0,5. Такири сильно карбонатні, ЄП невелика, біля 10 мг-екв на 100 г ґрунту в кірковому горизонті, 15-20 мг-екв у нижніх горизонтах. У складі ввібраних катіонів переважають Са та Mg, багато (до 50%) ввібраного Na. Реакція кіркового та елювіального горизонтів лужна, нижче – нейтральна. Більша частина такирів засолена, тип засолення – хлоридно-сульфатно-натрієвий, мінімум солей у Кк та Ек-горизонтах. Такири гіпсоносні, мають погані водно-фізичні властивості, велику щільність, низьку пористість. Містять мало поживних речовин.

Ґрунти низькородючі, використовувати їх у сільському господарстві можна тільки після меліорації, яка включає плантажну оранку, промивку від солей, піскування, внесення добрив. Добрий ефект дає біологічна меліорація такирів – посів солестійких культур протягом 2-3 років, у тому числі й люцерни, після чого можна культивувати бавовну.

Контрольні питання

1. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення та ґрунтовий покрив суббореальних лісових областей.

2. Вкажіть основні процеси, що формують профіль бурих лісових ґрунтів.

3. Дайте характеристику складу та властивостей бурих лісових ґрунтів.

4. Визначте причину високої кислотності бурувато-підзолистих ґрунтів Передкарпаття.
5. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення та фунтовий покрив зони Лісостепу суббореального поясу.
6. Дайте характеристику процесам, що формують профіль сірих лісових ґрунтів?
7. Назвіть підтипи, роди та види сірих лісових ґрунтів і проаналізуйте показники їх діагностики.
8. Дайте порівняльну характеристику властивостей підтипів сірих лісових ґрунтів.
9. Вкажіть прийоми підвищення родючості сірих лісових ґрунтів.
10. У чому полягають основні риси чорноземоутворення?
11. Дайте характеристику чорноземам Лісостепу.
12. Проаналізуйте умови ґрунтоутворення та ґрунтовий покрив зони Степу суббореального поясу.
13. Дайте характеристику чорноземам Степу.
14. Які основні проблеми використання й охорони чорноземів?
15. Проаналізуйте умови ґрунтоутворення та ґрунтовий покрив зони сухого Степу суббореального поясу.
16. Дайте характеристику особливостям генезису та властивостей каштанових ґрунтів.
17. Які основні причини утворення формації засолених ґрунтів?
18. Охарактеризуйте солончаки як тип інтразональних ґрунтів.
19. У чому полягає суть солонцевого процесу ґрунтоутворення?
20. Охарактеризуйте солонці як тип інтразональних ґрунтів.
21. Охарактеризуйте солоді як тип інтразональних ґрунтів.
22. Порівняйте заходи щодо підвищення родючості солончаків, солонців і солодей. Визначте шляхи науково-обґрунтованого використання цих ґрунтів.
23. Проаналізуйте умови ґрунтоутворення та ґрунтовий покрив суббореальних напівпустель.
24. Обґрунтуйте генезис і властивості бурих напівпустельних ґрунтів.
25. Наведіть і проаналізуйте умови ґрунтоутворення та ґрунтовий покрив суббореальних пустель.
26. Опишіть особливості генезису і властивостей сіро-бурих і примітивних пустельних ґрунтів.
27. Які існують теорії утворення такирів? Охарактеризуйте їх основні властивості.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Грунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І., Польчина С.М., Нікорич В.А. Грунтознавство: Підручник.- Чернівці:Книги-XXI, 2004.- 400с.
3. Польчина СМ. Грунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
4. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк.,1988.
6. Назаренко І.І. Грунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.

Додаткова

7. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. – Л.: Наука, 1980.
8. Александрова Л.Н., Найдёнова О.А. Лабораторно-практические занятия по почвоведению. – Л.: Агропромиздат, 1989.
9. Атлас почв СССР. – М.: Колос, 1974.
10. Атлас почв Украинской ССР/ Под. ред Н.К. Крупского и Н.И. Полупана. – Киев: Урожай, 1979.
11. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.Б. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.
12. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1974.
13. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
14. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. – Л.: Наука, 1974.
15. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
16. Глазовская М.А. Почвы мира. – Т.1 и 2. – М.: МГУ, 1972 – 1973.

ЛЕКЦІЯ 17.

Ґрунтовий покрив субтропіків. Ґрунти вологих субтропічних лісів. Ґрунти сухих (ксерофітних) субтропічних лісів і чагарникових степів. Коричневі ґрунти. Сіро-коричневі ґрунти. Ґрунти субтропічних напівпустель і пустель

17.1. Ґрунти вологих субтропічних лісів

Вологі субтропічні області розташовуються на південно-західних околицях усіх материків як у північній, так і в південній півкулі. На західних узбережжях континентів ці зони зустрічають невеликими ділянками (Чорноморське узбережжя Кавказу, південь Чилі). У вологих субтропіках виділені чотири області: Північноамериканську, Східноазіатську, Південноамериканську, Австралійську.

Зональними типами ґрунтів вологих субтропіків є **червоноземи й жовтоземи.**

Червонозем – типовий представник фералітних недиференційованих ґрунтів. В Україні, зрозуміло, ці ґрунти відсутні. На території колишнього СРСР червоноземи зустрічаються в західній Грузії та Азербайджані на узбережжі морів. У світі червоноземи займають площу 242 млн. га. **Клімат** субтропічний, вологий, теплий, середньорічна температура складає 13-15°C, $K_z > 1$, ТВР промивний. **Рельєф** найчастіше сильно розчленований, передгірний, гірський. **Ґрунтоутворні породи** – продукти вивітрювання вивержених гірських порід (андезитів, базальтів, туфів), фералітизовані, тобто ті, які містять велику кількість заліза. Породи утворились у результаті глибокого і тривалого вивітрювання в умовах вологого і теплого клімату – процесу фералітизації. **Рослинність** субтропічна вологолісова: густі ліси, часто переплетені ліанами, диким виноградом, з папоротями. Першими ґрунти вологих субтропіків вивчали А.І.Краснов, В.В.Докучаєв, пізніше – В.Р.Вільямс, С.О.Захаров, Б.Б.Полипов та інші.

Для **утворення червоноземів** характерні ті ж процеси, що й при утворенні червоноцвітної кори вивітрювання, тобто продовження **фералітизації** – інтенсивного вивітрювання з гідролізом первинних мінералів, неосинтезом каолініту; вилуговування продуктів вивітрювання, озалізнення, накопичення гібситу. В сучасних умовах при утворенні червоноземів може відбуватись опідзолення, але не завжди й не всюди, бо кислі органічні речовини нейтралізуються великою кількістю основ, що вивільнюються при розкладі органічних

залишків, а також R_2O_3 . Типовим також є дерновий процес – накопичення значної кількості гумусу, незважаючи на його інтенсивну мінералізацію, тому що субтропічна вологолісова рослинність утворює велику кількість опаду (20 т/га), зольних елементів і азоту. Правда, утворюється гумус дуже рухомий, не полімеризований, зв'язаний переважно з півтораоксидами.

Типовий профіль червонозему має наступну будову (рис. 1):

Но – лісова підстилка або слаборозвинена дернина;

Н – гумусовий, сірувато-темно-коричневий, грудкувато-зернистий, важкосуглинковий або глинистий, пухкий, з великою кількістю коренів папороті, потужністю 20-25 см;

Нрт – верхній перехідний, сірувато-червоний, грудкуватий, важкий, ущільнений;

Phm – нижній перехідний, бурувато-червоний з чорними й блідо-жовтими плямами, щільний, важкий;

Р – ґрунтотворна порода, неоднорідно забарвлена, червона, з великою кількістю крупних залізистих конкрецій і світло-жовтих плям кремнезему, горіхувато-грудкувата, важка, щільна.

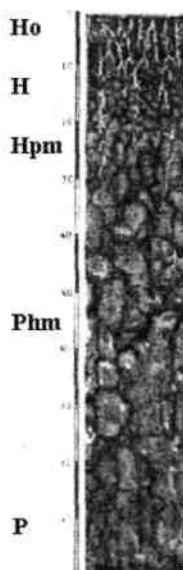


Рис. 1. Червонозем

Характерні властивості типового червонозему такі: гранулометричний склад важкий, перерозподілу мулу немає або ледве помітний; у валовому хімічному складі мало SiO_2 (30-40%), причому вміст його різко падає з глибиною, багато R_2O_3 (60-70%), перерозподілу їх частіше не спостерігається. Гумусу в верхньому горизонті 5-12%, $C_{гк}:C_{фк} < 1$, потужність гумусованого профілю 50-60 см. Фізико-хімічні властивості дуже вирізняють цей тип ґрунту як фералітний: ЄП становить 5-10 мг-екв, в складі обмінних катіонів переважають H та Al, $CNO < 50\%$, $pH = 4,2-4,5$. У ґрунті дуже мало фосфору та азоту, особливо рухомих їх форм. Водно-фізичні властивості

червоноземів, незважаючи на оглиненість профілю, добрі через оструктуреність.

Червоноземи інтенсивно використовуються в сільському господарстві для вирощування цінних субтропічних культур. Але у зв'язку з низькою забезпеченістю поживними речовинами потребують внесення високих доз азотних і фосфорних добрив. При цьому спостерігається активна ретроградація фосфатів, мінералізація азоту й органічних добрив, тому їх важко використовувати. Головною культурою на червоноземах є чай, оскільки для його вирощування тут оптимальні гідротермічні й ґрунтові умови ($Al:Ca > 1$). Ґрунти активно еродуються. Після введення червоноземів в сільськогосподарський оборот їх родючість різко падає – майже вся маса поживних речовин у природному ґрунті знаходиться в біомасі, а не безпосередньо в ґрунті.

Жовтоземи – ґрунти вологих субтропіків, які розташовуються разом з червоноземами. їх світова площа складає ~88 млн. га.

Спочатку ці ґрунти виділяли як підтип у типі червоноземно-жовтоземних. За традицією їх і в наш час розглядають в одній групі, але новітні дослідження показали, що жовтоземи відносяться не до фералітних, як червоноземи, а до ґрунтів з ферсіалітним складом мінеральної частини. Умови ґрунтоутворення: **клімат** постійно вологий теплий субтропічний, $Kz > 1$ протягом усього року; **рельєф** переважно розчленований, передгірний, низькогірний; **ґрунтоутворення** виступають кислі продукти вивітрювання осадових гірських порід (глинисті сланці, піщаники), для яких характерний високий вміст SiO_2 (55-65%), вивітрені середньо, зі збереженням резервів первинних мінералів; **рослинність** багата вічнозелена напівлистопадна лісова (граб, бук, каштан), ліани, папороті, що характеризується інтенсивним біологічним кругообігом. Тепер вона майже повністю знищена.

Головні процеси ґрунтоутворення: незначне **гумусонакопичення; лесиваж і псевдооглеєння; накопичення заліза в результаті ферсіалітизації; часто – опідзолення.**

Будова профілю жовтоземів має таку характерну будову:

Нл – лісова підстилка невеликої потужності;

Н – гумусовий, сірувато-палевий, грудкуватий, важкосуглинковий;

Н(е) або **Е** – неясно опідзолений або підзолистий, бурувато-палевий з жовтим відтінком, нечіткою структурою, ущільнений;

НРim або **Im** – ілювіюваний або ілювіальний, оглинений, світло-жовтий, із Fe-Mn плямами, грудкувато-призматичний, ущільнений;

Р – материнська порода, жовтувато-оранжева, з Fe-Mn конкреціями.

Типові жовтоземи зустрічаються на схилах низьких гір. Вони мають важкий гранулометричний склад, сильну оглиненість профілю, в'язкість середньої та нижньої його частини, різку диференціацію за мулом при морфологічній невиразності елювіюваності. Валовий хімічний аналіз показує відсутність явного перерозподілу SiO_2 та R_2O_3 . Фізико-хімічні властивості характеризуються низькими показниками ЄП (10-30 мг-екв), високою кислотністю (рН=3-4), $\text{СНО}<50\%$, у ГПК переважають катіони Н, Al, Fe. Вміст гумусу складає 5-6% безпосередньо під лісовою підстилкою, тип гумусового профілю регресивно-аккумулятивний, $\text{Сгк:Сфк}=0,5$. Ґрунти бідні на N, P, K. Фізичні властивості несприятливі через низьку водопроникність, високу вологоємність, погану аерацію, слабку оструктуреність.

Підзолисто-жовтоземні ґрунти залягають в горах нижче, чим жовтоземи, тому тут спостерігається інтенсивне бокове привнесення заліза та його осадження при пульсаційному водному режимі. Ґрунти сильно конкреційні, інколи – з суцільними прошарками $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Відрізняються різкою диференціацією профілю за елювіально-ілювіальним типом, що проявляється і в морфології, і в гранскладі, і в хімічному складі.

Потенційна родючість жовтоземів дуже низька, їх важко окультурювати, потребують дренажу, добрив (особливо фосфорних), боротьби з ерозією. Вирощують чай, цитрусові та інші субтропічні культури.

17.2. Ґрунти сухих (ксерофітних) субтропічних лісів і чагарникових степів

Сухі субтропіки поширені на всіх континентах. Виділяють шість ґрунтово-біокліматичних областей у сухих субтропіках: Середземноморську, Східноазіатську, Північноамериканську, Австралійську, Південноафриканську, Південноамериканську. У ґрунтовому покриві сухих субтропіків виділяють дві ґрунтові зони: коричневих ґрунтів сухих субтропічних лісів; сіро-коричневих ґрунтів субтропічних чагарникових степів.

17.2.1. Коричневі ґрунти

Це ґрунти не диференційовані за елювіально-ілювіальним типом, сильно оглинені в середній, рідше у верхній частині профілю, насичені основами, з нейтральною реакцією середовища, часто карбонатні. Коричневі ґрунти – зональний тип напіваридних (ксерофітно-лісових) субтропіків. В Україні вони зустрічаються на південному схилі Кримських гір, у СНД – у Східному

Закавказзі, горах Середньої Азії, в світі ареал їх розповсюдження дуже великий: середземноморське узбережжя Європи, Азії та Африки, північ півострова Гіндустан, Іран, Сирія, Південна Америка (рівнина Гран-Чако, узбережжя уздовж Чилійських Анд), Північна Америка (район Великого Басейну на території США, Мексика), південний схід Австралії. Площа, яку займають ґрунти в Україні – 48,5 тис. га, а в світі – 269 млн. га.

Вперше були описані **С.О.Захаровым** у 1924 р. на Кавказі, **Де Віллар** вивчав їх в Іспанії і назвав «ксерофітними середземноморськими», **І.П.Герасимов** запропонував виділяти коричневі ґрунти як самостійний тип.

Умови ґрунтоутворення типові для зони напіваридних субтропіків. **Клімат** субтропічний з дуже короткою й вологою зимою та тривалим сухим спекотним літом, так званий «середземноморський», $K_z=0,6-0,8$, тип водного режиму непромивний, ґрунти не промерзають. Приурочені переважно до гірського або передгірського рельєфу, рідше зустрічаються на рівнинних територіях. **Рослинність** субтропічна ксерофітна розріджена лісо-чагарникова: дуб, граб, бук, клен з незначним трав'янистим покривом. **Ґрунтоутворні породи** різні за генезисом: лесоподібні суглинки, продукти вивітрювання магматичних та осадових порід (вапняків, сланців, конгломератів), часто карбонатні, іноді засолені. Ґрунтові води майже не беруть участі в ґрунтоутворенні.

Генезис коричневих ґрунтів досить складний і складається з таких елементарних ґрунтових процесів:

- **оглинення** – інтенсивне вивітрювання первинних мінералів з утворенням вторинних глинистих гідролітично-монтморилонітового складу, причиною чого є сприятливі зволоження та температура взимку, весною та восени. Влітку при висушуванні оглинення протікає нижче, на глибині 30-80 см;

- **гумусоаккумуляція**, особливостями якої є те, що розклад і гуміфікація рослинних залишків йде в умовах нейтральної або слаболужної реакції середовища, багатого основами. Інтенсивний біологічний кругообіг (щорічно на поверхню ґрунту потрапляє 250 кг/га N та лужних елементів), полімеризація та закріплення гумусу під час висушування ґрунту сприяють накопиченню в ньому достатньо великої кількості гумусових речовин фульватно-гуматно-кальцієвого типу;

- **міграція карбонатів і солей**. У вологі періоди продукти вивітрювання вимиваються з верхніх горизонтів: солі – за межі профілю, а $CaCO_3$ на глибині 30-50 см і нижче утворює ілювіально-карбонатний горизонт. Влітку з висхідними токами води карбонати піднімаються у верхній горизонт, що забезпечує

його нейтральну реакцію, збагаченість Са, стійкість органічних речовин, утворення фульватно-гуматного гумусу, попередження Е-І диференціації;

- **рубифікація**: оксиди Fe, що вивільняються при вивітрюванні, в сухий період дегідратуються, утворюючи плівки на поверхні ґрунтових часток. Вони надають ґрунту специфічного коричневого кольору.

Будова профілю типового коричневого ґрунту:

Но – лісова і трав'яниста підстилка потужністю до 2 см, часто взагалі відсутня;

Н – гумусовий, задернований, сіро-коричневий, грудкувато-зернистий;

Нрт – гумусований оглинений перехідний, коричневий, ущільнений, зернисто-крупногрудкуватий;

Phmk – нижній перехідний слабогумусований оглинений, коричнево-бурий, горіхувато-крупногрудкуватий, щільний;

Р(к) – елювій-делювій вапняків або сланців.

Профіль ґрунтів на рівнинах потужний, до 2м, у горах – значно менший. Гумусу містять 4-7%, його кількість різко зменшується з глибиною, $S_{гк}:C_{фк} > 1$. Фізико-хімічні властивості добрі: ЄП висока (30-45 мг-екв), рН ~7, висока СНО (~100%). Непогана оструктуреність, хороші водно-фізичні властивості, ґрунти практично незасолені. Перерозподілу SiO₂ та R₂O₃ немає, мул накопичується в оглиненій частині профілю, відношення SiO₂:R₂O₃ ~3-5, звужуючись донизу.

Класифікація коричневих ґрунтів наведена у таблиці 1.

Таблиця 1.
Класифікація коричневих ґрунтів

Підтипи	Роди	Види
Типові Вилугувані Карбонатні Безкарбонатні	Звичайні Червоноколірні Солонцюваті Солончакуваті Остеповілі	Слабогумусні (<4%) Малогумусні (4-6%) Середньогумусні (>6%)

Типові коричневі ґрунти закипають в перехідному горизонті, **вилугувані** – в материнській породі, **карбонатні** – по всьому профілю. Всі три підтипи утворюються на карбонатних материнських породах. **Безкарбонатні** коричневі ґрунти утворюються найчастіше на сланцях, конгломератах, тому не киплять.

Коричневі ґрунти достатньо родючі, використовуються для

вирощування багатьох цінних субтропічних сільськогосподарських культур, у тому числі для садів і виноградників Але в літній період вони недостатньо забезпечені вологою, тому потребують зрошення, що в умовах складного рельєфу досить проблематичне. Обов'язкове внесення органічних і мінеральних добрив, бажано проводити глибоке розпушування з метою руйнування оглиненого горизонту, актуальними є боротьба з водною ерозією (терасування схилів), контроль і регулювання гумусового стану ґрунту.

17.2.2. Сіро-коричневі ґрунти

Сіро-коричневі ґрунти – це недиференційовані оглинені карбонатні ґрунти з ізогумусовим малогуmusним профілем. За будовою та властивостями є перехідними між коричневими ґрунтами та сіроземами.

Формуються в зоні сухих субтропічних степів. Уперше вони детально вивчені **С.О.Захаровим** під назвою бурих і каштанових. Дослідження **І.М. Розанова** показали, що сухостепові ґрунти субтропіків суттєво відрізняються від ґрунтів сухих степів суббореального поясу, тому він запропонував виділяти їх як особливий генетичний тип сіро-коричневих ґрунтів. Розповсюджені в Євразії, Африці, Північній Америці, межуючи як із сіроземами, так і з коричневими ґрунтами, займаючи площу ~32 млн. га. **Клімат** зони сухий субтропічний з короткою вологою зимою й довгим сухим спекотним літом, ТВР непромивний, сума опадів 250-520 мм на рік, $K_z=0,4-0,6$. **Рельєф** рівнинний, передгірський та низькогірський. **Рослинність** сухостепова ксерофітна трав'яниста й чагарникова, з ефемерами, солянками, полином. **Ґрунтотворними породами** служать відклади пролювіального, алювіального, елювіально-делювіального генезису, різноманітні за гранулометричним, мінералогічним та хімічним складом.

У зв'язку з особливостями умов ґрунтоутворення для **генезису** сіро-коричневих ґрунтів характерні такі ЕГП: а) слабка гуміфікація, висока мінералізація органічних залишків, тобто загальмований дерновий процес, б) інтенсивне внутрішньоґрунтове вивітрювання мінералів; в) міграція карбонатів; г) слабка рубефікація. Тому ґрунти мають низький вміст гумусу, явне оглинення середньої частини профілю, сіре забарвлення з коричневим відтінком, значну потужність гумусованого профілю, горіхувато-грудкувату структуру, ілювіальний перерозподіл $CaCO_3$. Профіль ґрунту має наступну типову будову:

Нк – гумусовий, коричнево-сірий, суглинковий, грудкуватий

або грудкувато-горіхуватий, потужністю 20-30 см;

НРкт – перехідний, оглинений, ущільнений, карбонати в вигляді плям або конкрецій, сірувато-коричневий, горіхувато-дрібно-брилистий, потужністю біля 50 см;

Рк(s) – порода, карбонатна, нерідко засолена.

Сіро-коричневі ґрунти володіють профілем, не диференційованим за вмістом SiO_2 та R_2O_3 . Вміст гумусу незначний: 2-5% на цілині, гумусовий профіль потужний, $\text{C}_{\text{гк}}:\text{C}_{\text{фк}} \sim 1$, ЄП висока, особливо в перехідному оглиненому горизонті (35-40 мг-екв), в складі ввібраних основ переважає Са. Реакція всього профілю слаболужна, СНО збільшується вниз по профілю. Ґрунти диференційовані за кількістю мулу. Водно-фізичні властивості задовільні.

Лугово-сіро-коричневі ґрунти формуються в умовах кращого зволоження, наявні сліди оглеєння в материнській породі, підвищений вміст гумусу (4-6%).

Підтипи сіро-коричневих ґрунтів виділяються за ступенем гумусованості (в темних – 3-4,5%. звичайних – біля 3%, світлих – менше 2%).

Потенційна родючість сіро-коричневих ґрунтів досить висока, але; землеробство обмежене нестачею вологи. Умови сприятливі для вирощування бавовни, винограду та інших цінних культур при зрошенні. На темних сіро-коричневих ґрунтах розвинуто також богарне землеробство з вирощуванням зернових і баштанних культур. У значній мірі ці ґрунти використовуються під пасовища. Необхідне внесення добрив, особливо азотних, фосфорних і молібденових.

17.3. Ґрунти субтропічних напівпустель і пустель

Напівпустельні та пустельні області займають найбільшу територію в субтропічному поясі. Виділяють п'ять ґрунтово-біокліматичних областей субтропічних пустель і напівпустель: Північноамериканську (район Каліфорнії); Афро-Азіатську (північ Сахари, північ Аравійського півострова, пустелі Передньої Азії); Південноамериканську; Південноафриканську (Калахарі); Австралійську.

Сіроземи – зональний тип ґрунтів пустельних степів (напівпустель) субтропічного поясу. Це світлі, пухкі, карбонатні з поверхні ґрунти з недиференційованим профілем.

Розповсюджені в Євразії (Середня Азія, Іран. Афганістан. Сирія, Ірак, Закавказзя), Африці (передгір'я Атлаських гір), Північній Америці (передгір'я північної Мексики та Каліфорнії), Південній Америці (передгір'я Анд), займаючи площу 206 млн. га.

Клімат сухий субтропічний континентальний жаркий, сума

опадів складає 100-500 мм на рік, випадають переважно в зимово-весняний період, промочуючи ґрунт до глибини 1-2м; $K_z=0,2-0,3$, ТВР непромивний. **Рельєф** в основному розчленований – передгірські рівнини. **Ґрунтотворні породи** – леси та лесоподібні суглинки, що часто підстилаються галечниками. Рослинність напівпустельна – чагарники, трави, ефемери, пристосовані до контрастного гідротермічного режиму (м'ятлик, осочка, ячмінь), які весною бурхливо вегетують, а до початку літа відмирають. Фітомаса рослин в момент максимального розвитку складає 120-150 ц/га, із них надземна частина – всього 15-25 ц/га, в біологічний кругообіг залучається 100-400 кг/га зольних елементів. Біологічний кругообіг досить інтенсивний, але короткочасний; рослинні залишки ефемерів розкладаються з великою швидкістю весною, коли в ґрунті є запас доступної вологи, на поверхні не утворюється повсті, відмерлі корені також швидко розкладаються.

Сіроземи біологічно високо активні, видовий склад мікроорганізмів різноманітний, як і склад фауни: багато молюсків, комах, павуків, термітів, червів, хребетних і навіть птахів. Тому до певної глибини сірозем абсолютно переритий тваринами, завдяки великій біогенності напруга процесу мінералізації дуже висока, незважаючи на значну кількість рослинного опаду, гумусу в ґрунті утворюється небагато.

Сірозем як ґрунтовий тип уперше описаний у 1909 р. **С.С.Неуструєвим**. Головним фактором, що визначає особливості генезису сіроземів, є специфічний гідротермічний режим, відсутність промерзання, сприятлива температура весною, висока – влітку. Хоча ТВР непромивний, весною ґрунт глибоко промочується, зволожуючись до стану найменшої вологості (НВ). Висушування починається з травня й триває по жовтень, ґрунт знаходиться в стані максимальної гігроскопічності (МГ), всі біологічні процеси припиняються. Відповідно до вказаних особливостей гідротермічного режиму, генезис сіроземів іде в два періоди: 1 – недовгий весняний теплий і вологий, коли активно розвиваються біологічні процеси, гумусоутворення, мінералізація новоутвореного гумусу, внутрішньоґрунтове вивітрювання – оглинення верхньої та середньої частини профілю, вимивання карбонатів; 2 – довгий літній сухий і спекотний період, коли повністю припиняються всі процеси, крім підтягування карбонатів.

Профіль типового сірозему має таку будову (рис. 2):

Н – гумусово-акумулятивний, слабко забарвлений в світло-сірі тони, дрібно-грудкуватий, пухкий, дуже пористий, потужністю 12-17 см;

HP(ш)/к – перехідний, світліший за попередній, нестійко-дрібногрудкуватий, у нижній частині карбонатний, пухкий, багатопористий, потужністю 75-100 см, перехід малопомітний;

Рк/(s) – материнська порода – лес, дрібнобагатопористий, пухкий, карбонатний, інколи в нижній частині засолений.

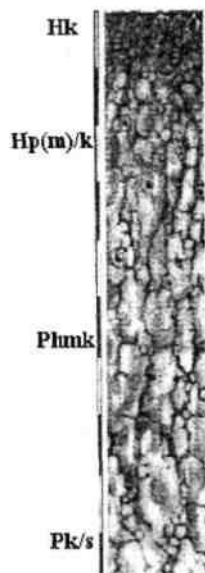


Рис. 2. Сірозем

Особливостями морфологічної будови сіроземів є слабкі диференціація профілю на генетичні горизонти та гумусованість, відсутність макроструктури при дуже добрій мікроагрегованості, велика пористість (50-70%), карбонатність, слабка оглиненість середньої частини профілю. Ґрунт не диференційований за валовим хімічним складом. Кількість гумусу у верхньому горизонті коливається від 1 до 3,5%, у його складі вміст фульвокислот дещо більший (Сгк:Сфк = 0,7-0.9), гумінові кислоти представлені відносно простими формами. ЄП невисока, 13-18 мг-екв у Н- горизонті, поступово зменшуючись униз по профілю. ГПК насичений Са, з глибиною зростає вміст обмінного Mg .

Сіроземи відносяться до ґрунтів пилувато-суглинкового гран-складу, в середній частині міститься дещо більше мулистих часток порівняно з материнською породою. Ґрунти мають хороші водно-фізичні властивості, високу водопроникність, добру вологоємність.

Лугово-сіроземні ґрунти відрізняються оглеєнням, яке, щоправда, простежується дуже глибоко, та більшим вмістом гумусу.

Зрошувані сіроземи еволюціонували в умовах дуже тривалого (тисячі років) сільськогосподарського використання та зрошення. Іригаційний водний режим призвів до інтенсивного

привносу в ґрунт карбонатів, солей, дрібнозему, суттєвого збільшення біогенності. Особливостями зрошуваних сіроземів є: слабка диференційованість профілю, що складається з товщі іригаційних наносів потужністю 40-100 см і більше, під яким знаходиться похований профіль вихідного сірозему; слабе оглеєння; часті включення життєдіяльності людини; зменшена пористість, ущільнені підорні горизонти. Помічено, що протягом тисячоліть при правильному зрошенні суттєвого засолення цих ґрунтів не відбулось, у перші періоди використання вміст гумусу зменшувався, зате в подальшому, при окультуренні значно зростав. Ґрунти високородючі.

Сіроземи – це ґрунти, на яких виникли й розвинулись стародавні людські цивілізації. Зрошення – найважливіша умова землеробства на сіроземах. На зрошуваних ґрунтах вирощуються зернові та кормові культури, баштанні, овочеві та плодови, виноград і бавовна. Бавовництво – найбільш важливий напрямок сільського господарства. Сіроземи володіють властивостями, сприятливими для зрошення: мікроагрегованістю, високою пористістю, хорошим природним дренажем, особливо в випадках, коли ґрунтові води залягають глибоко. В умовах утрудненого відтоку вод без активного дренажу відбувається вторинне засолення сіроземів. Для запобігання йому потрібна складна система заходів.

У субтропічних пустелях велику площу займають **примітивні пустельні ґрунти**, аналоги таким же ґрунтам суббореального поясу.

Контрольні питання

1. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення та ґрунтовий покрив зони вологих субтропічних лісів.
2. Поясніть особливості генезису та властивостей червоноземів.
3. Поясніть особливості генезису та властивостей жовтоземів.
4. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення та ґрунтовий покрив зони сухих (ксерофітних) субтропічних лісів.
5. Поясніть особливості генезису та властивостей коричневих ґрунтів.
6. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення та ґрунтовий покрив зони сухих субтропічних степів.
7. Поясніть особливості генезису та властивостей сіро-коричневих ґрунтів.

8. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення та ґрунтовий покрив зони субтропічних напівпустель та пустель.

9. Поясніть особливості генезису та властивостей сіроземів.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І., Польчина С.М., Нікорич В.А. Ґрунтознавство: Підручник.- Чернівці:Книги-XXI, 2004.- 400с.
3. Польчина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
4. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк.,1988.
6. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.

Додаткова

7. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. – Л.: Наука, 1980.
8. Александрова Л.Н., Найдёнова О.А. Лабораторно-практические занятия по почвоведению. – Л.: Агропромиздат, 1989.
9. Атлас почв СССР. – М.: Колос, 1974.
10. Атлас почв Украинской ССР/ Под. ред Н.К. Крупского и Н.И. Полупана. – Киев: Урожай, 1979.
11. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.Б. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.
12. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1974.
13. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
14. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. – Л.: Наука, 1974.
15. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
16. Глазовская М.А. Почвы мира. – Т.1 и 2. – М.: МГУ, 1972 – 1973.

ЛЕКЦІЯ 18.

Ґрунтовий покрив тропіків. Ґрунти постійно вологих тропічних лісів. Ґрунти сезонно-вологих лісів і високотравних саван. Ґрунти тропічних ксерофітних лісів. Ґрунти тропічних сухих саван. Ґрунти тропічних напівпустель і пустель

Серед ґрунтово-біокліматичних поясів тропічний пояс займає найбільшу територію (біля 42% суші). В зв'язку з різним ступенем зволоження виділено три групи ґрунтово-біокліматичних областей:

1. Тропічні вологі й сезонно-вологі лісові області (Американська, Африканська й Австрало-Азіатська);
2. Тропічні саванні та ксерофітно-лісові області (Центрально-американська, Південноамериканська, Афро-Азіатська, Австралійська);
3. Тропічні напівпустельні й пустельні області (Південноамериканська, Афро-Азіатська, Південноафриканська, Австралійська).

18.1. Ґрунти постійно вологих тропічних лісів

Червоно-жовті фералітні ґрунти є зональними ґрунтами тропічних волого-лісових областей, формуються в найбільш теплих і вологих умовах, тобто в зоні дощових тропічних лісів (гілеїв). Відносяться до групи фералітних сильно диференційованих ґрунтів. Вони поширені в екваторіальній Африці (басейн р. Конго), в південній Америці (басейн р. Амазонки), на півдні й південному сході Азії, на півночі Австралії, на Філіппінах, у Новій Гвінеї, на Мадагаскарі та в Індонезії.

Умови ґрунтоутворення в зоні такі. **Клімат** вологий тропічний, середньорічна температура складає 25-27°C, суттєвих коливань не спостерігається. Сума опадів за рік становить 1800-2500 мм і більше, багато опадів випадає у вигляді злив, вони рівномірно розподілені протягом року, $K_z > 1$. ТВР промивний. **Рослинність** – пишні тропічні ліси з багатим видовим складом, багатоярусні, сильно зімкнуті, з масою ліан та епіфітів. Під пологом лісу в зв'язку з великим затіненням немає ні чагарників, ні трав, а поверхня ґрунту покрита мертвим опадом рослинних залишків, що швидко розкладаються. Тропічні ліси – найбільш продуктивна рослинна формація (середня біомаса складає 5000 ц/га) й характеризуються високою інтенсивністю біологічного кругообігу. Щорічно в опад надходить 250-400 ц/га органічної речовини при невисокій її зольності (5-6%) і великому вмісті азоту (~1%). Геохімічна особливість цих біогеоценозів полягає в тому, що майже вся маса хімічних елементів, необхідних для живлення рослин, знаходиться в самих рослинах і тільки

завдяки цьому не вимивається атмосферними опадами. Якщо вирубати дощовий тропічний ліс, то порушується вся природна система і залишається безплідний ґрунт. Перетворення опаду характеризується інтенсивним розкладом, чому сприяють «оранжерейний» клімат, широке відношення опаду до зольних елементів, невелика доля лужноземельних і лужних основ у складі золи, активна діяльність ґрунтової фауни тощо. В результаті в ґрунтах утворюються слабо конденсовані продукти гуміфікації (фульвокислоти) й неспецифічні низькомолекулярні органічні кислоти. Ґрунти розвиваються на **породах** сильно фералі-тизованих, що зумовлено вищеописаними особливостями клімату й рослинності. **Рельєф** зони різноманітний.

Генезис червоно-жовтих фералітних ґрунтів складається з таких ЕПП: **фералітизації**, особливістю якої в даних умовах є виніс залишкового заліза з профілю, тому конкреції утворюються рідко; **дернового процесу**, характерним для якого є інтенсивна мінералізація як рослинних залишків, так і самого гумусу; **лесиважу**; **вимивання** всіх розчинних сполук, тому ґрунт не солончакуватий і не карбонатний. Завдяки гідроксидам заліза ґрунт має від яскраво-жовтого до червоного кольору, а також дрібногрудкувату структуру, водостійку, агрономічно цінну.

Будова профілю червоно-жовтого фералітного ґрунту:

Нл – тонкий шар лісової підстилки;

Н – гумусовий, коричнювато-сірий, дрібногрудкуватий, потужністю 12-17 см. Вміст гумусу безпосередньо під лісовою підстилкою досягає 4-5%, нижче – 1-2%, склад гумусу фульватний;

НрЕ – перехідний, червонувато- або жовтувато-бурий, структура крупніша, зустрічаються глинисті півки, утворений лесиважем, морфологічно не виражений, але гранулометрично та хімічно збіднений;

Phlm – перехідний ілювійований, метаморфізований, бурувато-червоний або бурувато-жовтий, збагачений Fe, Al, мулом;

Р – ґрунтотворна порода, більш яскрава, фералітна кора вивітрювання потужністю декілька метрів або десятків метрів.

Реакція ґрунту кисла (рН = 4,0-5,5), ЄП складає 3-6 мг-екв на 100 г ґрунту. Насиченість основами <50%. Верхні горизонти збіднені мулом і глинистими часточками.

Зустрічаються в волого-лісових тропічних областях і **темно-червоні** тропічні ґрунти, що формуються на продуктах вивітрювання основних порід та вапняках. Ці ґрунти займають невелику територію (біля 40 млн. га) в південній Азії, Індонезії, Південній Америці й Африці. Для ґрунтів характерний глинистий гранулометричний склад, більша насиченість основами й вища ЄП (до 30 мг-екв) порівняно з червоно-жовтими й

червоними ґрунтами. Реакція середовища слабокисла, гумусу небагато, але темне забарвлення інтенсивне. У складі темно-червоних тропічних ґрунтів значну роль відіграють мінерали каолінової групи, можлива також присутність мінералів монтморилонітової групи. Це визначає високу родючість даних ґрунтів, вони широко використовуються в сільському господарстві. Профіль ґрунту **H+HPt+P(k)**.

18.2. Ґрунти сезонно-вологих лісів і високотравних саван

Червоні фералітні ґрунти є зональними ґрунтами цих зон. Відносяться до групи фералітних слабо диференційованих, зустрічаються в літературі під синонімами: залістисті тропічні, червоні латеритні. Вони формуються при тих же термічних умовах, що й червоно-жовті, при достатній кількості опадів (1300-1800 мм на рік), але при більш вираженому сухому сезоні (до 3-4 місяців).

Рослинний покрив змінюється порівняно з вологими лісами: флористичний склад стає менш різноманітним, у лісах починають панувати певні породи, вони менш зімкнуті, кількість ліан скорочується, під пологом лісу можливий розвиток чагарників і трав. На місці вирубаних і горілих лісів виникають пишні савани з травостоєм, що досягає в період максимального розвитку 4 м висоти, між яким поодинокі або групами ростуть дерева (пальма Канна).

В Африці й Південній Америці ці ґрунти утворюють дві зони, які розташовані на північ і на південь від зони червоно-жовтих ґрунтів. Поширені вони також у північних районах Австралії, південних районах Азії, в Центральній Америці, на о. Шрі-Ланка.

Генезис червоних фералітних ґрунтів близький в загальних рисах до червоно-жовтих, але й має свої особливості: змінюється річний хід водного режиму, ґрунти глибоко просихають у сухий сезон, верхні горизонти набувають червонуватого відтінку внаслідок термічної дегідратації оксидів заліза, гумусовий горизонт стає темно-сірим за забарвленням, збільшується його потужність до 30-40 см, особливо під саваною, він може містити з поверхні до 4% гумусу, склад якого переважно фульватний. Збільшується можливість випадання гідроксидів Fe в формі конкрецій, прошарків і зцементованих горизонтів (процес латеритизації).

Типова будова профілю червоного фералітного ґрунту:

H – гумусний, у верхній частині задернований, темно-сірий, з грудкуватою структурою, легкого гранскладу, потужністю 10-20 см;

HPt – перехідний, оглинений, сірувато-червоного забарвлення, структура грудкувата нестійка, потужністю 30-40 см;

Phm – нижній перехідний оглинений, важкого гранскладу, грудкувато-горіхуватий, червоний або жовтий з Fe-Mn конкреціями, потужністю 60-70 см;

P – червоноколірна ґрунотворна порода.

Профіль оглинений, оструктурений, часто зустрічаються латеритні прошарки. Ґрунти містять більше первинних мінералів, солі та карбонати відсутні, ЄП досягає 10 мг-екв, СНО<50%, рН<5.

Основними заходами підвищення родючості як червоножовтих, так і червоних фералітних ґрунтів є комплексне удобрення, вапнування, боротьба з ерозією, специфічна система обробітку з урахуванням близького залягання латеритів.

18.3. Ґрунти тропічних ксерофітних лісів

Коричнево-червоні ґрунти формуються в тропічних ксерофіт-но-лісових областях під сухими тропічними рідколіссями та чагарниками при випаданні 1000-1300 мм опадів на рік та сухому сезоні тривалістю 4-5 місяців при постійно високих температурах. Великі масиви коричнево-червоних ґрунтів поширені в південній частині Африки і на сході Бразилії (Бразильське плоскогір'я). Невеликі масиви цих ґрунтів є в середній течії р. Парагвай та на Ефіопському нагір'ї (Кенія, Сомалі, Ефіопія).

Рослинність цієї зони представлена різними формаціями листопадних (у сухий зимовий період) порід дерев і чагарників, які утворюють рідколісся з густим трав'янистим покривом (саванні ліси). В Австралії це в основному зарості акації, в басейні р. Сан-Франсиску (Південна Америка) – колючо-чагарниково-кактусові формації «каатинга», в Африці – деревні породи родини баобабових і мімозових. Біомаса органічних залишків майже повністю розкладається протягом року.

Головні процеси такі ж, як і в червоних фералітних ґрунтів, утворення залізистих конкрецій більш інтенсивне, на поверхні виникають залізисті кірки, гумусоутворення дещо слабше. Будова профілю: **H+HRt+P**, гумусовий горизонт потужністю 25-30 см, містять ~2% гумусу, склад якого гуматно-фульватний; рН =5-6, СНО>50%. В ґрунтовій масі переважають мінерали каолінітової групи, тому грансклад ґрунтів глинистий, ЄП невелика (4-6 мг-екв). Ґрунти відносяться до фералітних недиференційованих. Коричнево-червоні ґрунти використовують у землеробстві, при цьому виникає небезпека ерозії й дефляції.

18.4. Ґрунти тропічних сухих саван

Червоно-бурі ґрунти сухих саван формуються в тропічному поясі при річній сумі опадів 800-1000 мм із сухим сезоном 6 місяців і більше, Кз у сезон дощів 0,6-0,9 в сухий – 0,3-0,4. **Рослинний покрив** представлений своєрідною формацією, що

одержала назву сухої савани. Окремі досить крупні дерева (баобаби, акації та інші) підвищуються над покритою травою місцевістю. Кореневі системи цих дерев розвинуті надзвичайно широко й потужно. Вони забезпечують збереження дерев в сухий період. У вологі літні періоди, коли випадає 75% річної кількості опадів, суха савана зеленіє, трави досягають висоти більше 4 м. Взимку, в період засухи, дерева скидають листя, трави вигорають, органічна речовина мінералізується в основному на поверхні ґрунту і підстилка не формується. Суттєве значення має діяльність мурах і термітів для оструктурювання ґрунтів і збагачення їх органічною речовиною шляхом заповнення нею ходів термітів.

Зони червоно-бурих ґрунтів чітко виражені в Африці між 15° і 30° пн.ш. та на півдні на підгірних рівнинах Драконових гір. Невеликі масиви цих ґрунтів є в Мексиці, Бразилії, Індії, Південно-Східній Азії, Австралії.

Червоно-бурі ґрунти мають фералітний (каолініт-іліт-монтморилонітовий) склад.

Будова профілю червоно-бурих ґрунтів така:

H – гумусний, червонувато-бурий, супіщаний або суглинковий, брилисто-грудкуватий, щільний, потужністю 25-30 см;

Hрт – перехідний, темно-червонувато-бурий, глинистий, нечітко виражена призматична структура, щільний, потужністю 15-20 см;

Phmk – нижній перехідний, червонувато-бурий, глинистий, щільний, з призматичною структурою, потужністю 70-80 см;

Рк – ґрунтотворна порода жовтувато-червоного забарвлення, глиниста, містить карбонати.

Гумусовий горизонт слабо розвинений (20-25 см), гумусу в ньому біля 1%. Реакція ґрунту від слабокислої до слаболужної. Склад гумусу гуматно-фульватний. У нижній частині профілю може спостерігатись ілювіально-карбонатний горизонт, насичений основами. У ґрунті багато рухомого заліза (що утворюється при фералітизації), яке забезпечує добру мікроструктуру його верхніх горизонтів. Французькі ґрунтознавці називають ці ґрунти залізистими. У верхніх горизонтах червоно-бурих ґрунтів спостерігається зменшення мулу, що пов'язується або з лесиважем, або з більш інтенсивним глиноутворенням в нижній частині профілю. У вологий період ґрунти сухих саван глибоко промочуються й легко розчинні солі в більшості випадків вимиваються із зони ґрунтоутворення.

Чорні тропічні ґрунти зустрічаються серед червоно-бурих і коричнево-червоних ґрунтів. Значні території ці ґрунти займають в Австралії, Африці й Індії. Вони утворюються на багатих основами ґрунтотворних породах – габбро, базальтах, трапах, на породах вулканічного походження, на осадових

безкварцових глинистих породах, а також на вапняках. Вивітрювання багатих основами порід в умовах змінно-вологого клімату веде при нейтральній і слаболужній реакції до утворення глинистих мінералів не каолінітової, а монтморилонітової групи. Чорні ґрунти мають важкий грансклад, високу ЄП (15-60 мг-екв), насичені Са та Mg, рідко в них зустрічається ввібраний Na. Молекулярне відношення $SiO_2:A_2O_3$ більш широке (3-5), що відрізняє їх від багатьох тропічних ґрунтів. Гумусовий горизонт добре розвинений, потужністю 1 м і більше, чорний, але містить дуже мало гумусу (1-1,5%). Це пояснюється особливою формою органічної речовини – найбільш стійкими групами ульміну та гуміну й щільним зв'язком з мінеральною частиною ґрунту, багатою монтморилонітом. Профіль чорного тропічного ґрунту:

Н – гумусний, чорного або коричнево-сірого забарвлення, горіхуватої структури, в нижній частині злитий, щільний, можлива наявність карбонатів і залізистих конкрецій, потужністю 50-100 см;

НРm/к – перехідний, темно-жовтувато-бурий, глинистий, з великою кількістю карбонатних новоутворень, інколи виділяються Fe-Mn конкреції;

Р(к) – монтморилонітова глина або інші основні продукти вивітрювання.

Чорні тропічні ґрунти добре використовуються в сільському господарстві й є найбільш родючими ґрунтами тропіків.

18.5. Ґрунти тропічних напівпустель і пустель

Тропічні напівпустелі й пустелі є на всіх континентах: Південноамериканська область (північ Чилі і пустелі Тихоокеанського узбережжя); Афро-Азіатська (південь Сахари і південь Аравійського півострова); Південноафриканська (пустелі Калахарі й Наміб); Австралійська (центр материка).

Червонувато-бурі ґрунти – зональний тип ґрунту тропічних напівпустель, де вони займають площу 460 млн.га. Зустрічаються на півночі Чилі, півдні Африки, в Австралії. Формуються ці ґрунти під низькотравною розрідженою опустеленою саваною, при річній сумі опадів менше 300 мм, тривалості вологого сезону не більше 1-2 місяців. Відрізняються від попередніх меншим ступенем фералітизації, мають переважно ферсіалітний склад. Забарвлення буре, гумусу до 1%, диференціація мулу по профілю відсутня. Вони карбонатні, але рідко містять солі. Склад гумусу гуматний, профіль: Н+НРк+Рк. Землеробство можливе лише при зрошенні. В пустельній зоні найбільш розповсюджені примітивні пустельні ґрунти.

Контрольні питання

1. Опишіть умови ґрунтоутворення та ґрунтовий покрив

зони постійно вологих тропічних лісів.

2. Поясніть особливості генезису та властивостей червоножовтих фералітних ґрунтів.

3. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення та фунтовий покрив зони сезонно-вологих тропічних лісів і високотравних саван.

4. Поясніть особливості генезису та властивостей червоних фералітних ґрунтів.

5. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення та ґрунтовий покрив зони тропічних ксерофітних (сухих) лісів.

6. Поясніть особливості генезису та властивостей коричнево-червоних фералітних ґрунтів.

7. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення та ґрунтовий покрив зони тропічних сухих саван.

8. Поясніть особливості генезису та властивостей червонобурих і чорних тропічних ґрунтів.

9. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення та ґрунтовий покрив зони тропічних пустель і напівпустель.

10. Поясніть особливості генезису та властивостей червонувано-бурих тропічних ґрунтів.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І., Польчина С.М., Нікорич В.А. Ґрунтознавство: Підручник.- Чернівці:Книги-XXI, 2004.- 400с.
3. Польчина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
4. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк.,1988.
6. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.

Додаткова

7. Атлас почв СССР. – М.: Колос, 1974.
8. Атлас почв Украинской ССР/ Под. ред Н.К. Крупского и Н.И. Полупана. – Киев: Урожай, 1979.
9. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.Б. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.
10. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1974.
11. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966

12. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. – Л.: Наука, 1974.
13. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
14. Глазовская М.А. Почвы мира. – Т.1 и 2. – М.: МГУ, 1972 – 1973.

ЛЕКЦІЯ 19.

Алювіальні ґрунти. Заплавне ґрунтоутворення. Класифікація та властивості алювіальних ґрунтів. Сільськогосподарське використання алювіальних ґрунтів

19.1. Заплавне ґрунтоутворення

Заплава – частина річкової долини, яка періодично затоплюється повеневими або паводковими водами. Алювіальні ґрунти – це ті, які утворюються в заплавах рік, озер, у приморських дельтах рік тощо.

Заплавують практично всі ріки: чим ріка крупніша, тим ширша заплава, хоча бувають і винятки. На території СНД заплавні ґрунти займають площу 57,5 млн. га, на Україні – 1,4 млн. га, з них 0,9 млн. га – сільськогосподарські угіддя. Найбільше алювіальних ґрунтів у нас у лісостепу. Заплава – найнижча і наймолодша тераса річкової долини. Територія заплави ділиться на 3 частини: приуслову, центральну та притерасну (рис. 1).

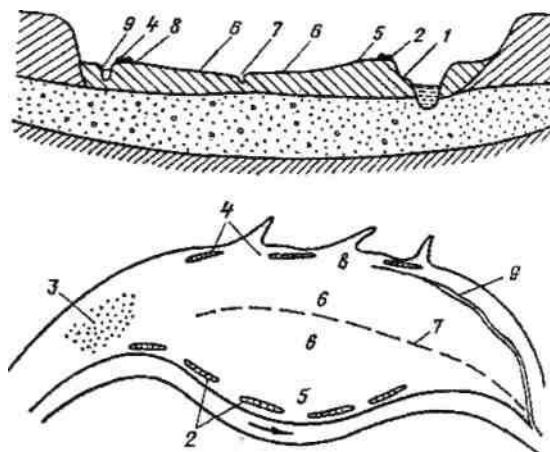


Рис. 1. Схема будови заплави (за В.Р.Вільямсом):

1 – линва; 2 – приуслові дюни; 3 – область максимального накопичення піску; 4 – притерасні дюни; 5 – приуслова заплава; 6 – центральна заплава; 7 – водостік (тальвег) центральної заплави; 8 – притерасна заплава; 9 – притерасна річка

Приуслова заплава. Для неї характерні найвищі відмітки поверхні, найбільша швидкість води під час повені. Ширина її коливається від 20 м до декількох кілометрів; відкладається найбільш крупний галечниково-піщаний алювій; у період межені ґрунтові води опускаються глибоко й не впливають на ґрунтоутворення; рослинність – збіднені ксерофітні, часто псамофітові луки, чагарники.

Центральна заплава – найширша, до декількох десятків кілометрів, поверхня її дещо знижена порівняно з прирусловою частиною, швидкість води при повені менша, тому відкладається алювій більш тонкий, пилювато-суглинковий; ґрунтові води в період межені знаходяться неглибоко й охоплюють своїм впливом нижню частину профілю; рослинність – найбільш продуктивні заливні луки.

Притерасна заплава – найвіддаленіша від русла, поверхня найнижча, швидкість повеневого потоку мінімальна, відкладається найтонкіший глинистий алювій; тривалість затоплення найбільша; у межень виклинується ґрунтовий потік, що йде з водозбору, вода застоюється на поверхні – це основні причини заболочення території; рослинність – вологолюбна, часто болотна (осока, мохи, очерет тощо).

Основи вчення про ґрунтоутворення в заплавах розроблені **В.Р.Вільямсом**. Головну роль тут відіграє **повеневий процес** – періодичне затоплення заплави повеневими водами після сніготанення, дощів. Другий складовий процес – **алювіальний**, тобто накопичення річкового алювію в результаті осідання на поверхню заплавної ґрунтів твердих часток з повневих вод. Алювій має різний характер, що залежить не тільки від частини заплави, в якій він відкладається, а й від розміщення уздовж течії річки. У верхній частині річки алювій найбільш грубий, піщаний, у середній частині і далі вниз умови дренажу в заплаві погіршуються, зменшується швидкість потоку, зростають мінералізація вод, засолення ґрунтів, тенденція до заболочення.

Найголовніші особливості заплавної процесу ґрунтоутворення:

- формування акумулятивної, наносної кори вивітрювання за рахунок відкладання рухомих продуктів із усієї площі водозбору. В ґрунтах акумулюються глинисті часточки, гумус, СаСО₃, Р, К, N, Fe, Mn тощо;

- заплавної водний режим при періодичному затопленні поверхні й більш-менш постійній участі ґрунтових вод у ґрунтоутворенні. Це викликає гідроморфізм ґрунтів, розвиток болотного процесу. Але, як зазначає **Ф.Дюшафур**, хоча в усіх алювіальних ґрунтах на певній глибині завжди є ґрунтові води, які дуже динамічні, алювіальні ґрунти відрізняються від інших гідроморфних: верхня їх частина добре аерується в сухий сезон, органічна речовина швидко мінералізується, ґрунти збагачуються киснем з річкової води, тому сильних відновлювальних процесів не спостерігається;

- постійне омолодження ґрунтів у результаті систематичного залучення в ґрунтоутворення нових порцій алювію, воно йде

одночасно з формуванням материнської породи, тому ґрунти часто слабозвинені, зі слабо диференційованим, шаруватим профілем;

- вирівняний тепловий режим завдяки високій обводненості ґрунтів: у жарких районах ґрунти прохолодніші, а в холодних – тепліші, ніж на навколишній території;

- переважання дернового процесу при ґрунтоутворенні, але можуть проявлятися також інші, як зональні, так і інтразональні процеси.

У кожній заплаві вплив зональних умов проявляється тим сильніше, чим коротший період затоплення. Прояв зональності пояснюється різницею в тепловому режимі, атмосферному зволоженні, характерній рослинності в різних природних зонах. Наприклад, алювіальні ґрунти тайгово-лісової зони близькі до дернових із ознаками заболочення, на рідко затоплюваних ділянках під лісовою рослинністю утворюються дерново-підзолисті ґрунти. У лісостепу та степу добре розвивається лугова рослинність, багато бікарбонатів, активно йде гуміфікація, накопичується гумус, ґрунти мають риси чорноземів. На рідко затоплюваних ділянках утворюються чорноземи, сірі лісові ґрунти тощо. Але алювіальні ґрунти різних зон відрізняються менше, ніж ґрунти, розташовані поза заплавою.

19.2. Класифікація та властивості алювіальних ґрунтів

Вона ускладнюється тим, що розвиток і властивості алювіальних ґрунтів залежать як від зональних, так і азональних факторів. Найбільш розповсюджені три типи алювіальних ґрунтів: дернові, лугові, болотні. Їх поділ на підтипи залежить від зони. Нижче наводиться класифікація алювіальних ґрунтів, придатна для України (табл. 1).

Алювіальні дернові ґрунти формуються під луговою, чагарниковою та лісовою рослинністю в прирусловій заплаві. Ґрунтові води, хоча й не знаходяться дуже глибоко, більшу частину року не впливають на ґрунтовий профіль, тому ці ґрунти сухі. Ознаки оглеєння слабкі або відсутні. Ґрунти слабо гумусовані (1-3%), більшістю сильно шаруваті, що за старою номенклатурою дозволило їх називати «заплавними шаруватими»; переважно малопотужні з невеликою ЄП (10-15 мг-екв на 100 г ґрунту).

Профіль типового алювіального дернового ґрунту:

Нд – дернина, сіра або бурувато-сіра, потужністю 5-7 см;

Н – потужністю 3-20 см, гумусовий, сірий, шаруватий, найчастіше – піщаний ;

НР – перехідний, шаруватий;

P – алювій різного гранскладу, шаруватий.

Таблиця 1.

Класифікація алювіальних ґрунтів

Тип	Підтип	Рід	Вид, підвид
Алювіальні дернові	Типові Опідзолені Примітивні Буроземні	Кислі Насичені Карбонатні Шаруваті Глейові	а) короткопрофільні слаборозвинені нормальні потужні б) за ступенем опідзолення в) за ступенем оглеєння
Алювіальні лугові	Типові Опідзолені Солонцюваті Осолоділі Буроземні	а) кислі насичені карбонатні б) шаруваті озалізнені засолені глейові	а, б, в – ті ж г) за ступенем солонцюватості д) за ступенем засолення
Алювіальні болотні	Оторфовані Лугово-болотні	Кислі Насичені Карбонатні Солонцюваті Солончакуваті Осолоділі	а, б, в, г, д – ті ж є) за потужністю Т: мулуватато-торф'яно-глейові (<30см) мулуватато-торф'яні (>30см)

Підтипи:

- опідзолені, в них виділяється освітлений Не-горизонт та горизонт НРi, характерний Е-І перерозподіл (**Нo+Не+НРi+P**);

- примітивні, в яких горизонти не розвинені, являють собою шари алювію різного гранскладу та гумусованості (**Ph+P₁h₁+P₂h₂+...+P_nh_n**);

- буроземні, які зустрічаються в зоні Карпат, мають бурувате забарвлення, перехідний горизонт ущільнений, Е-І диференціації нема.

Роди: кислі, в яких рН<7, СНО<50%; насичені, рН = 6-7, СНО ~100%; карбонатні, які киплять по профілю; шаруваті, які мають типову будову профілю, потужність 30-50 см, увесь профіль явно шаруватий, гумусу ~2%; глейові, в яких у материнській породі спостерігається оглеєння (Pgl).

Види: короткопрофільні, потужність менше 45 см; слаборозвинені – менше 10 см; нормальні – 45-80 см; потужні – більше 80 см.

Алювіальні лугові ґрунти утворились під трав'янистою луговою рослинністю в центральній заплаві. Будова профілю типового ґрунту:

Нд – дернина, потужністю 3-5 см, щільна, багато коренів;

Н – гумусовий, потужністю 30-50 см, темно-сірий, зернистий;

HPg1 – перехідний, бурий, з плямами оглеєння;

PG1 – шаруватий алювій, оглеєний, часто безструктурний, іноді з шарами торфу.

Коренева система лугової рослинності інтенсивно оструктурює ґрунтову масу, тому стара назва цих ґрунтів «заплавні зернисті». Гумусу в них багато, до 8-10%, ЄП – до 20-30 мг-екв/100 г ґрунту.

Алювіальні болотні ґрунти утворились у притерасних або старичних зниженнях. Для їх генезису характерна спільна дія болотного й алювіального ґрунтоутворення. Залежно від їх співвідношення, алювіальні болотні ґрунти діляться на лугово-болотні (сильно глейові, не мають Т) та оторфовані (мають шар Т). Оторфовані поділяються за потужністю та ступенем розкладу торфу. Типовий профіль: **Н(Т)+HPG1+PG1**. Болота, звичайно, низинного типу, гумусу від 5 до 20%, реакція кисла або слабокисла, ЄП різноманітна, містять мало Р і К, торф сильно замулений, у мінеральній частині профілю – іржаво-вохристі плями.

19.3. Сільськогосподарське використання алювіальних ґрунтів

Заплавні ґрунти – одні з найцінніших складових земельного фонду будь-якої країни. Особливою родючістю відрізняються алювіальні лугові ґрунти. У природному стані вони зайняті продуктивними луками, пасовищами. Окремі ділянки розорюються для вирощування коренеплодів, картоплі, овочевих культур. Рекомендуються для ефективного використання алювіальних ґрунтів такі заходи: поліпшення природних лугів і пасовищ, науково-обґрунтоване внесення мінеральних добрив. Для захисту від берегової водної ерозії не допускається розорювання алювіальних ґрунтів при швидкості течії, що перевищує 0,2-0,25м/сек, а також ділянок, близьких до русла, місць виходу та входу повеневих вод в заплаву, грив, тальвегів, рекомендується насадження дерев'янисто-чагарникової рослинності вздовж берегів.

У заболоченій частині заплави потрібно регулювати водний режим, тривалість затоплення.

Контрольні питання

1. Проаналізуйте особливості заплавного ґрунтоутворення
2. Охарактеризуйте будову річкової заплави.
2. Визначте поняття про алювіальні ґрунти та обґрунтуйте виділення їх типів.
3. Порівняйте особливості утворення, властивості, морфологію,

використання алювіальних дернових, лугових та болотних ґрунтів.

4. Визначте можливі наслідки розорювання прируслових заплавлених ґрунтів.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І., Польчина С.М., Нікорич В.А. Ґрунтознавство: Підручник.- Чернівці: Книги-XXI, 2004.- 400с.
3. Польчина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
4. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк.,1988.
6. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.

Додаткова

7. Атлас почв СССР. – М.: Колос, 1974.
8. Атлас почв Украинской ССР/ Под. ред Н.К. Крупского и Н.И. Полупана. – Киев: Урожай, 1979.
9. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.Б. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.
10. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1974.
11. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
12. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. – Л.: Наука, 1974.
13. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
14. Глазовская М.А. Почвы мира. – Т.1 и 2. – М.: МГУ, 1972 – 1973.

ЛЕКЦІЯ 20.

Гірські ґрунти. Загальні особливості ґрунтоутворення на гірських схилах. Особливості будови, складу і властивостей гірських ґрунтів. Ґрунти Українських Карпат. Сільськогосподарське використання гірських ґрунтів

20.1. Загальні особливості ґрунтоутворення на гірських схилах

Гірські ґрунти широко розповсюджені на земній кулі, займаючи більше 20% усієї поверхні суші й біля третини території СНД (650 млн. га). Найбільше їх в Азії (47%) і Північній Америці (45%). На Україні ці ґрунти зустрічаються в Карпатах і Кримських горах.

Головним фактором формування ландшафтів, а значить і ґрунтів у горах є вертикальна зональність, відкрита В.В.Докучаєвим («До вчення про зони природи», 1899): ґрунти закономірно змінюються по мірі підняття від підніжжя гори до вершини, що зумовлено зміною факторів і умов ґрунтоутворення.

Умови ґрунтоутворення в гірських країнах досить специфічні порівняно з навколишніми рівнинними територіями. **Клімат** характеризується меншими значеннями температури, більшою кількістю опадів, підвищеною вологістю повітря, вищою сонячною радіацією, різкішими амплітудами коливань усіх кліматичних показників. З висотою зменшується вологість повітря, збільшується кількість опадів, радіація (особливо пряма); на кожні 100 м висоти середня температура зменшується на 0,5°C. У горах багато місцевих кліматів і кліматичних інверсій, тобто відхилень від нормальної закономірності клімату. Це зумовлено різними напрямками гірських хребтів, характером долин і ущелин.

Ґрунтоутворні породи гірських територій характеризуються значною різноманітністю та строкатістю. Переважно це щільні продукти вивітрювання кристалічних гірських порід, що зумовлює незначний розвиток ґрунтового профілю. Кора вивітрювання в горах в основному елювіального типу, рідко – транзитного, і тільки в окремих погано дренованих безстічних міжгірних впадинах утворюються кори акумулятивного типу.

Роль **рельєфу** в гірському ґрунтоутворенні надзвичайно велика. **В.В.Докучаєв** назвав його «вершителем ґрунтових доль». Загалом рельєф дуже складний, сильно розчленований, характеризується великими перепадами висот, різноманітністю форм,

хоча переважають схили різної крутизни, форми, експозиції. У зв'язку з цим у горах при відсутності захисту рослинами сильно розвивається водна ерозія, інтенсивний боковий внутрішньо-ґрунтовий стік. Це одна з причин незначної потужності профілю, відносної молодості ґрунтів, постійного вивітрювання гірських порід, постійного збагачення ґрунтів продуктами вивітрювання при постійній їх втраті в результаті геохімічного відтоку. Велику роль в інтенсивності розвитку ґрунтів відіграє експозиція схилу. Південні схили тепліші, сухіші, сніговий покрив на них тримається коротший час, сніготанення бурхливіше, тому на них інтенсивніше проявляється ерозія порівняно зі схилами північної експозиції.

Для гірської **рослинності** характерна поясність розміщення за висотою. Для більшості гірських систем найзагальнішою закономірністю є така зміна рослин з висотою: листяні ліси, темнохвойні ліси, світлохвойні ліси, середньотравні субальпійські луки, низькотравні альпійські луки, субнівальний пояс з несучільним рослинним покривом, нівальний пояс без рослинності.

У зв'язку зі зміною умов ґрунтоутворення від підніжжя до вершини гори розташовуються ряд вертикальних ґрунтових зон, багато в чому подібних до відповідних горизонтальних ґрунтових зон на рівнинах та їх зміни з півдня на північ. Нижній пояс гірських ґрунтів визначається умовами тієї природної широтної зони, на території якої знаходиться гірська країна. Наприклад, якщо гірська система знаходиться в пустельній зоні, то на її схилах від підніжжя до вершин можуть сформуватись: гірські бурі напівпустельні, гірсько-каштанові, гірсько-чорноземні, гірсько-лісові та гірсько-лугові ґрунти. Але якщо гори розташовані в тайгово-лісовій зоні, то в цих умовах можуть утворюватись лише зони гірсько-лісових і гірсько-тундрових ґрунтів.

Часто структура вертикальної зональності ґрунтового покриву гірської країни залежить від місцевих біокліматичних особливостей. При цьому спостерігаються такі **винятки** із закону вертикальної зональності ґрунтів:

- **випадання зони** (інтерференція). Наприклад, у гірських районах Центральної Азії розвинена гірсько-степова зона, що безпосередньо переходить у гірсько-лугову, а зона гірсько-лісових ґрунтів випадає. Це викликано різкою засушливістю клімату даної частини континенту;

- **інверсія зон** – це порушення порядку розташування зон. Наприклад, в окремих районах Закавказзя чорноземи знаходяться вище від лісових ґрунтів;

- **міграція зон** – проникнення одних зон в інші по гірських долинах, ущелинах.

Процеси ґрунтоутворення в горах аналогічні тим, що проходять на рівнинній території, але у зв'язку з визначальною роллю рельєфу, мають свої особливості: сильний вплив ґрунтоутворної породи в результаті відносної молодості ґрунтів, постійного залучення в ґрунтоутворення нових шарів породи. Тому гірські ґрунти сильно щербеністі; успадковують переважно всі властивості породи; в них паралельно з ґрунтоутворенням інтенсивно йдуть процеси вивітрювання, особливо фізичного; профіль слабо диференційований; може містити багато гумусу, але органічні речовини в його складі молоді, слабкогуміфіковані; ґрунти переважно мають негативний загальний баланс речовин завдяки механічній денудації та геохімічному виносу, що знову ж таки є причиною малопотужності профілю, збагачення його первинними мінералами.

20.2. Особливості будови, складу і властивостей гірських ґрунтів

Основні типи гірських ґрунтів: гірсько-тундрові, гірсько-лугові, гірські лугово-степові, гірські підзолисті, гірські мерзлотно-тайгові, гірські дернові, гірські сірі лісові, гірські дерново-карбонатні, гірські бурі лісові, гірські жовтоземи, гірські червоноземи, гірсько-коричневі, гірсько-чорноземні, гірсько-каштанові, гірські сіроземи, високогірські пустельні, гірські фералітні, гірські ферсіалітні, гірські вулканічні, гірські примітивні. Найбільшу площу займають гірсько-тундрові ґрунти, за ними йдуть бурі лісові, коричневі, мерзлотні, найменше серед гірських сірих лісових ґрунтів. Майже всі типи гірських ґрунтів мають свої аналоги на рівнинах. Класифікація так і розглядає гірський аналог рівнинного ґрунту як єдиний з ним тип. Самостійними гірськими вважаються тільки такі оригінальні ґрунти, які не зустрічаються на рівнинах: гірсько-лугові, гірсько-лугово-степові.

Гірсько-лугові ґрунти – самостійний тип високогірських ґрунтів, що утворились в умовах великої кількості опадів (1000-1500 мм) на вилугуваних продуктах вивітрювання щільних порід. Займають вершини й верхні частини схилів усіх експозицій. Рослинність – лугова різнотравна альпійського (низькотравного) та субальпійського (високотравного) типу. Тип водного режиму промивний. Головним процесом ґрунтоутворення виступає дерновий.

Профіль ґрунту слабо диференційований, невеликої потужності:

Нд – слабооторфована підстилка;

Hq – гумусовий, потужністю 10-20 см, темно-бурий або коричневатобурий, грудкуватий з елементами порошистої структури, часто містить кам'янисті включення;

HPq – перехідний, потужністю 15-25 см, світліший, з бурими тонами, дрібногрудкуватозернистий, багато щепеню;

PQ – ґрунтотворна порода-елювій, делювій корінних порід або їх сполучення, каменисті відміни різного розміру, жовтобурого кольору, потужністю 20-30 см;

D – корінна гірська порода.

Гірсько-лугові ґрунти представлені альпійськими та субальпійськими різновидами. Перші в Карпатах мають обмежене розповсюдження, оскільки залягають на висотах вище 1800 м над рівнем моря. Мають малу щільність верхніх горизонтів, велику вологоємність, високу водопроникність. Високий вміст вільних оксидів Fe, інколи навіть утворюються конкреції. За гранскладом ці ґрунти переважно легкосуглинкові. Всі вони володіють доброю грудкуватою структурою, що забезпечує пухку будову та велику пористість (щільність дрібнозему не перевищує 0,8 г/см куб, а пористість 70-80%). Дуже своєрідні фізико-хімічні властивості гірсько-лугових ґрунтів: низька насиченість обмінними основами (20-40% від ЄП), у верхніх горизонтах відбувається накопичення рухомого алюмінію, який на 80-96% обумовлює обмінну кислотність, дуже висока в них гідролітична кислотність – 15-20 і більше мг-екв на 100 г ґрунту. Містять багато «грубого» гумусу (8-20%), в якому Сгк:Сфк < 1. Реакція ґрунтового розчину дуже кисла – рН сольової витяжки гумусового горизонту не перевищує 4,0, інколи знижуючись до 3,2 (Ф.П.Топольний, 1990).

Гірські лугово-степові ґрунти розвиваються у засушливішому лугово-степовому поясі гір (наприклад, Кримських, східного Кавказу), на менш вилугуваних породах, в умовах періодично промивного водного режиму. Характеризуються сірими тонами в забарвленні, грудкуватозернистою структурою, в профілі зустрічаються копроліти, що є ознакою степових ґрунтів.

Профіль має таку типову будову:

Hd – дернина, потужністю 5-10 см;

Hq – гумусово-аккумулятивний, потужністю ~15 см, сіриватокоричневий, грудкуватозернистий, містить камені;

HPq – перехідний, потужністю 15-20 см, світліший за попередній, містить багато щепеню;

PQ – ґрунтотворна порода, елювій-делювій корінних порід;

D – корінна гірська порода.

Ґрунти містять значну кількість обмінних форм Al та H, що викликає іноді високу кислотність, рН = 5,5-7,2, ЄП = 30-35 мг-

екв, СНО > 70%, вміст гумусу досягає 10%, Сгк:Сфк ~ 1. Підтипи ґрунтів виділяються за вертикальними зонами, в яких вони розміщені. Окремо виділяються чорноземоподібні лугово-степові ґрунти, що утворились на карбонатних породах, мають профіль і властивості як чорноземи, містять до 20% гумусу, характеризуються високою ЄП (40-50 мг-екв).

20.3. Ґрунти Українських Карпат

Карпатська гірська система знаходиться в суббореальному ґрунтово-біокліматичному поясі, помірно-континентальній області. Ця гірська країна (Українська частина) розташована на території широтної лісостепової зони і є вертикальною гірською буроземною зоною. Українські Карпати – частина Східних Карпат, мають протяжність до 200 км і ширину біля 100 км, площа провінції з передгір'ями складає ~30 тис. км кв.

Клімат у цілому надлишково вологий: південно-західні схили та Закарпаття знаходяться під впливом теплих і вологих атлантичних повітряних мас, а північно-східні схили й Передкарпаття – мас повітря, що проникають зі східної Європи та Азії. З висотою клімат стає вологішим і прохолоднішим, за гідротермічними умовами можна виділити декілька вертикальних поясів. ТВР промивний на дренованих ділянках та водозастійний на недренованих.

На території Карпатської гірської провінції виділяють такі геоморфологічні райони:

1. Передкарпатське передгір'я – слабо похилена розчленована рівнина;
2. Карпати, які поділяються на:
 - зовнішні Карпати – крайовий хребет, тобто низькогір'я до 600-800 м а.в. і середньогір'я до 1000 м а.в.;
 - Верховинське плоскогір'я, висотою до 600-800 м а.в. з пологими схилами й плоскими вершинами;
 - Полонинсько-Чорногірська область, до 1200-1300 м а.в. з крутими схилами, високими вершинами, обривами; південно-західна (Рахівська частина) – до 1000 м а.в., гострі вершини, круті схили;
 - західний Ужгород-Хустський вулканічний хребет висотою 600-800 м а.в.
3. Закарпатське передгір'я – розчленована рівнина висотою 215-400 м а.в.
4. Закарпатська низовина.

У Карпатах панувала лісова **рослинність** – бук, дуб, в'яз, вільха, сосна, ялина, ялиця, на вершинах – полонини (субальпійське та альпійське різнотрав'я). В історичний період у складі

рослинності відбулися зміни: збільшилась площа полонин, серед дерев переважають штучні ялинові насадження. Ґрунотворні **породи** переважно фліші й продукти їх вивітрювання. Це осадові гірські породи, утворені в глибоких геосинклінальних морських басейнах з характерним ритмічним чергуванням шарів піщаників, аргілітів, алевролітів, мергелів, вапняків тощо. Утворювались ці осади біля 111 млн. років, мають потужність 6-7 тис. м. Виділяють три типи флішів: з переважанням піщаників, з переважанням глинистих сланців, породи з їх чергуванням у відношенні 1:1. Рідше в горах зустрічаються продукти вивітрювання ефузивних порід – андезитів та базальтів. У Закарпатті та Передкарпатті переважають алювіально-делювіальні породи в основному важкого гранскладу.

В описаних умовах головним процесом ґрунтоутворення є **кисле буроземоутворення**, а супутніми – **дерновий, підзолистий, глейовий, глейово-елювіальний**.

Ґрунти поділяються за термічним показником (табл. 1), глибиною залягання скельної породи, оглеєності, опідзоленості.

Таблиця 1.
Основні типи ґрунтів Карпат

Типи, підтипи	Термічні пояси
Буроземи	Усі
Дерново-буроземні	Усі
Підзолисто-буроземні	Теплий, дуже теплий
Буроземно-підзолисті	Теплий (Передкарпаття)
Гірсько-лугові	Дуже холодний, холодний
Дерново-торф'янисті	Прохолодний, помірно-холодний, холодний

За глибиною залягання скельної породи виділяють такі види ґрунтів:

- а) потужні (85-120 см);
- б) середньопотужні (65-85);
- в) малопотужні (45-65);
- г) короткопрофільні (25-45);
- д) слаборозвинені (<25 см).

У гірсько-лісовому поясі Карпат переважають бурі лісові кислі ґрунти: **Но+Нq+НРmq+PQ+D**; зустрічаються бурі лісові опідзолені на більш-менш вирівняних елементах рельєфу: **Но+Неq+НРmiq+PQ+D**, вони переважно оглеєні; на високих рівнях утворюються дерново-торф'яні: **Т(НТ)+НР(t)q+PQ+D**; на терасах рік часто зустрічаються дерново-буроземні ґрунти: **Но+Нd+НРmq+PQ**; на полонинах – гірсько-лугові ґрунти:

Hd+H+HPq+PQ+D.

У передгірній частині Закарпаття переважно утворюються підзолисто-буроземні поверхнево-оглеєні ґрунти: **Ho+He(gl)+PIimgl+Pgl** на алювіально-делювіальному суглинку. Крім них зустрічаються буроземи, в тому числі й оглеєні. На Закарпатській низовині на терасах р. Тиса, де переважають давньоалувіальні відклади, розповсюджені лугово-буроземні глейо-елювійовані ґрунти: **HEgl+HEgl+PhGHm+PGlm+PGI(K).**

У Передкарпатті, де випадає багато опадів, панують важкі породи та безстічні або слабостічні форми рельєфу, значні площі займають бурувато-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти: **HEgl+E(h)gl+Igl+PIgl+Pgl.**

20.4 Сільськогосподарське використання гірських ґрунтів

Багато гірських ґрунтів відводять під пасовища, на деяких вирощують цінні сільськогосподарські культури – виноград, цитрусові, чай, плодові й технічні культури. Але через складний рельєф, малу потужність профілю, каменястість, вони, загалом, мало освоєні, особливо ґрунти лісових вертикальних областей. Для захисту цих ґрунтів необхідно регулювати вирубку лісу. Найбільш інтенсивно використовуються гірські буроземи, коричневі та дерново-чорноземні ґрунти при обов'язковому застосуванні протиерозійних заходів: терасування схилів, якщо їх крутизна перевищує 12°, залісненні відкритих ділянок.

Контрольні питання

1. Вкажіть особливості ґрунтоутворення на гірських схилах.
2. Сформулюйте закон вертикальної зональності та винятки з нього.
3. Охарактеризуйте особливості будови, властивостей, використання гірських ґрунтів.
4. Опишіть особливості будови профілю гірсько-лугового ґрунту.
5. Проаналізуйте особливості екології, генезису, класифікації, властивостей і використання ґрунтів Карпат.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.

2. Назаренко І.І., Польшина С.М., Нікорич В.А. Грунтознавство: Підручник.- Чернівці:Книги-XXI, 2004.- 400с.
3. Польшина СМ. Грунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
4. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк.,1988.
6. Назаренко І.І. Грунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.

Додаткова

7. Атлас почв СССР. – М.: Колос, 1974.
8. Атлас почв Украинской ССР/ Под. ред Н.К. Крупского и Н.И. Полупана. – Киев: Урожай, 1979.
9. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.Б. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.
10. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1974.
11. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
12. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. – Л.: Наука, 1974.
13. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
14. Глазовская М.А. Почвы мира. – Т.1 и 2. – М.: МГУ, 1972 – 1973.

ЛЕКЦІЯ 21.

Охорона ґрунтів. Завдання охорони ґрунтів. Патологія ґрунтового профілю та генетичних горизонтів. Охорона ґрунтів від ерозії та дефляції. Охорона ґрунтів від переущільнення. Виведення ґрунтів з діючих екосистем та рекультивація порушених ландшафтів. Порушення біоенергетичного режиму едафотопів та екосистем. Захист ґрунтів від девегетації та дегуміфікації. Ґрунтовтома, токсикоз та виснаження едафотопів. Порушення водного і хімічного режиму едафотопів. Опустелювання ґрунтів. Селі та зсуви. Захист ґрунтів від процесів вторинного засолення, осолонцювання і злитизації. Вторинна кислотність ґрунтів. Охорона ґрунтів від переосушення. Забруднення та хімічне отруєння ґрунтів. Захист ґрунтів від забруднення агрохімікатами. Захист ґрунтів від впливу продуктів техногенезу. Патологія ґрунтів і здоров'я людини. Моніторинг ґрунтів

21.1. Завдання охорони ґрунтів

Настав час бити в дзвони! Людина забула про своє біологічне коріння, відірвалася від природних законів, що призвело до глобальних біосферних проблем. Ще не пізно всім разом вигукнути «SOS» – save our soils, що в перекладі з англійської значить «врятуйте наші ґрунти». Вигукнути і самим себе почути. Почути і розпочати діяти, оскільки крім нас самих більше нікому рятувати наше майбутнє.

Чому так актуально постала проблема охорони ґрунтів? Будучи компонентами дуже тонко збалансованих природних екосистем і знаходячись у динамічній рівновазі з усіма іншими складовими біосфери, в умовах інтенсивного використання, ґрунти часто втрачають свою природну родючість, деградують чи навіть цілком руйнуються. Природно, деградація ґрунтів і ґрунтового покриву має місце там, де наша діяльність може бути визначена як нераціональна, екологічно необґрунтована, невідповідна природному біосферному потенціалу конкретної території.

Протягом сторіч, а в деяких районах навіть тисячоліть, людина використовує ґрунти дуже ефективно, не тільки не руйнуючи їх, але навіть підвищуючи їхню родючість чи перетворюючи в родючі угіддя природно-марні землі. Водночас за історію людської цивілізації було безповоротно зруйновано і загублено більше продуктивних ґрунтів, ніж зараз розорується в усьому світі. Дві третини, якщо не три чверті, усіх сучасних орних ґрунтів піддаються різним деградаційним процесам, а щорічні

безповоротні втрати орних ґрунтів світу сягають 6-7 млн. га. З них близько 1 млн. га відчужуються для не-сільськогосподарського використання, а 5-6 млн. га залишаються просто занедбанними внаслідок деградації і з часом перетворюються в пустелю (В.А.Ковда, 1981).

Серед основних причин втрати ґрунтової родючості слід відзначити патологію ґрунтового профілю та генетичних горизонтів (*ерозія і дефляція, переуцільнення поверхневих горизонтів, відчуження ґрунту з функціонуючих екосистем*), порушення біоенергетичного режиму ґрунтів та екосистем (*девететація і дегуміфікація ґрунтів, ґрунтовтома та виснаження*), порушення водного і хімічного режимів едафотопів (*опустелювання, зсуви, селі, вторинне засолення, природна і вторинна кислотність, переосушення*), забруднення та хімічне отруєння ґрунтів.

Отже, **охорона ґрунтів** – це найгостріша глобальна проблема, з якою безпосередньо пов'язане відтворення біорізноманіття та забезпечення продуктами харчування населення планети. Охорона ґрунтів – не самоціль. Охорона і раціональне використання ґрунтів – єдине ціле; це система заходів, спрямованих на захист, якісне поліпшення і науково-обґрунтоване використання земельних фондів. Охорона ґрунтів необхідна для збереження та підвищення їх репродуктивної функції, для підтримки стійкості біосфери.

Охороні ґрунтів і ґрунтового покриву планети присвячена низка міжнародних програм і угод. У 1972 р. у Стокгольмі прийняті Декларація і План дій з охорони навколишнього середовища, включаючи ґрунт. У 1977 р. у Найробі прийнятий Всесвітній план дій по боротьбі з опустелюванням. У 1981 р. МРОП прийнята Всесвітня конвенція з охорони природи, до якої приєдналася більшість країн світу. У 1982 р. ФАО прийнята Всесвітня ґрунтова хартія, а в 1983 р. ЮНЕП прийняла Основи світової ґрунтової політики. Всі ці міжнародні документи підкреслюють роль ґрунту як незамінного і загального надбання людства і спрямовані на його збереження на благо сучасного і прийдешнього поколінь людей.

21.2. Патологія ґрунтового профілю та генетичних горизонтів

За розвитком і співвідношенням гумусо-акумулятивного й інших генетичних горизонтів розрізняють типи і підтипи головних ґрунтів світу, оцінюють їх природну родючість та особливості раціонального використання. Навіть примітивні ґрунти мають темнозбарвлений гумусовими речовинами верхній горизонт. У ґрунтів з тривалішою історією розвитку потужність

горизонту накопичення специфічної органічної речовини значно більша. У степових чорноземах, наприклад, гумусо-акумулятивний горизонт може сягати 180 см.

Педосфера і зокрема гумосфера є носієм родючості екосистем суші, що забезпечує умови життя та фотосинтетичну діяльність первинним продуцентам. На біду людства, саме цей головний апарат біосфери інтенсивно руйнується від помилок господарської діяльності.

21.2.1. Охорона ґрунтів від ерозії та дефляції

Ерозія ґрунтів – найбільш розповсюджений процес руйнування ґрунтового покриву, що включає винос, перенос і перевідкладення ґрунтової маси.

У залежності від головного фактора руйнування ерозію поділяють на **водну** і **вітрову** (дефляцію). До появи людини в древні геологічні періоди інтенсивність ерозійних процесів була низькою. Однак під їх впливом відбувалося нівелювання рельєфу, формування схилів і акумулятивних рівнин. Такого роду ерозію називають геологічною чи нормальною. Сучасну ерозію, пов'язану із землеробством, називають прискореною. Інтенсивність розмиву орних ґрунтів на два-три порядки вища, ніж цілинних в аналогічних геоморфологічних умовах.

Ерозія спостерігається в усіх частинах світу. Нею охоплено 70-80% площі сільськогосподарських угідь. Темпи ерозії при нераціональному природокористуванні особливо прискорені в гірських інтенсивно вологих, чи навпаки – аридних районах. У США за останні 150 років більше 100 млн. га ріллі і пасовищ зруйновані чи сильно ушкоджені ерозією, більше 300 млн. га порушені ерозією, 20 млн. га ріллі перетворені в бедленд, до 40 млн. га мають наполовину змитий гумусовий шар. У нашій країні 2/3 орних земель ерозійно небезпечні. Майже 186 млн. тон дрібнозему виноситься з поверхні орних земель внаслідок тільки водної ерозії.

Водна ерозія, крім втрати найбільш родючої частини ґрунту, супроводжується іншими несприятливими явищами: втратою талих і дощових вод, зменшенням запасів води в ґрунті, розчленуванням полів, замуленням рік, ставків, водойм і водоймищ, зрошувальних і дренажних систем. Розвиток водної ерозії залежить від ряду факторів. Потужність снігового покриву й інтенсивність його танення визначають характер поверхневого стоку. Всі умови (швидке прогрівання, погана водопроникність тощо), що сприяють формуванню великого стоку, стимулюють прояв ерозії. Основною руйнівною силою в нашому ареалі володіють талі води, але і дощові опади ерозійно небезпечні. їхня

руйнівна сила визначається кількістю, інтенсивністю, величиною крапель. Зливові дощі з великими краплями викликають більш інтенсивну ерозію, ніж дощі, що мрячать, навіть якщо води в останньому випадку стікає більше.

На інтенсивність ерозії впливає і характер рельєфу: форма, крутизна і довжина схилів, величина і форма водозборів. Ерозія підсилюється на опуклих, крутих і довгих схилах. Водозбори, що звужуються і витягнуті в довжину, сприяють утворенню ярів. Гранулометричний склад ґрунтів і їхній структурний стан також позначаються на інтенсивності прояву водної ерозії. У збагаченому органічною речовиною і структурному ґрунті ерозія менш активна, тому що поверхневий стік переводиться у внутріґрунтовий. Лес, лесовидні суглинки особливо легко розмиваються водою.

Прояву водної ерозії сприяє відсутність рослинного покриву на орних ґрунтах навесні при таненні снігу й у період осінніх дощів. До того ж завдяки впливу сільгоспмашин в орних ґрунтах руйнується структура, ущільнюється поверхня ґрунту, зменшується кількість органічної речовини.

Водна ерозія викликає зміну не тільки фізичних властивостей (погіршення структури, ущільнення орного шару), але й скорочує чи знищує гумусовий горизонт. Внаслідок цього помітно зменшуються запаси гумусу, азоту, фосфору, калію й інших поживних елементів. Ґрунт втрачає свою родючість.

Вітрова ерозія (дефляція) поширена переважно в районах недостатнього зволоження і низької відносної вологості повітря. Дефляції особливо піддані ґрунти степів, саван, напівпустель і пустель. Посиленню руйнівної дії вітрів сприяє рельєф із древніми балками стоку вздовж напрямку пануючих вітрів, малогумусність і легкий гранулометричний склад ґрунтів, широке поширення ярих зернових і просапних культур, коли ґрунт значну частину року не прикритий рослинністю. Дефляцію ґрунтів легкого гранулометричного складу може викликати вітер зі швидкістю 3-4 м/с. Структурні ґрунти більш стійкі до вітрової ерозії, ніж розпилені. Вітрова ерозія виявляється у вигляді курних бур і повсякденної дефляції. Курні бурі повторюються раз у 3-5-10-20 років. Вони наносять велику шкоду господарству, руйнуючи ґрунт, виносячи до 15-20 см поверхневого шару. Повсякденна ерозія повільно, але постійно руйнує ґрунт. Ерозійно-небезпечні землі в окремих областях складають до 40%. Видування верхнього шару ґрунту, як і у випадку з водною ерозією, веде до скорочення потужності гумусового профілю, зменшення запасів гумусу, азоту й інших елементів живлення в ньому.

Нераціональна експлуатація землі, гонитва за максимальними прибутками, колоніальна система господарства в багатьох країнах призвели до катастрофічного розвитку ерозії, до втрати більшої частини родючого шару ґрунтів. Боротьба з ерозією вимагає планомірної комплексної роботи, капітальних вкладень і державного контролю. Природно, що далеко не всі держави можуть здійснити ці заходи. У нашій країні протиерозійні заходи мала б планувати, фінансувати і здійснювати держава.

Комплекс протиерозійних заходів включає організаційно-господарські, агротехнічні і лісомеліоративні заходи.

Організаційно-господарські заходи припускають раціональний розподіл земельних угідь. Протиерозійній організації території передуює вивчення типів місцевості, інтенсивності ерозійних процесів, складання картограм категорій земель за інтенсивністю ерозії. Комплексні протиерозійні заходи проводять з урахуванням характеру ландшафту, з охопленням водозбірних басейнів. На рівнинних територіях схили крутістю до 9° використовують під звичайні польові культури, на схилах $9-15^\circ$ розміщують ґрунтозахисні сівозміни. Більш круті схили вилучають з інтенсивного землеробства, використовуючи їх під посіви багаторічних трав на сіно і випас. У структурі посівів горбистих районів рекомендують збільшити площі багаторічних трав до 50% і скоротити площі просапних культур.

На довгих схилах, де зростають маса, швидкість і несуча сила води, рекомендують землеробство смугами. Тут застосовуються сівозміни з приблизно рівними площами зернових, кормових культур і трав. Просапні культури чергують з ґрунтозахисними. Там, де ерозія особливо небезпечна, використовують постійні смуги з багаторічних трав, чагарників і дерев. Еродовані ділянки відводять під ґрунтозахисні лучно-пасовищні сівозміни, а сильно еродовані – для постійного залуження чи залісення.

Агротехнічні протиерозійні заходи спрямовані на ослаблення поверхневого стоку і переведення його у внутріґрунтовий. Обробіток ґрунтів по горизонталі, «контурне» землеробство зменшують змив ґрунту на 50% і поверхневий стік на 12-99%. На схилах крутизною понад 2° контурну оранку зябу і пар сполучають з обвалуванням, створюючи валики висотою 15-25 см. Обвалування з перемичками створює на поверхні мережу мікроводейм, що затримують талу воду. Для створення рівномірного сніжного покриву застосовують снігозатримання, снігозахисні заходи: оранку снігу, прикочування, щити та ін. Лісосмуги і куліси розміщують уздовж загального напрямку горизонталей, не допускаючи локальних концентрацій снігу. Кротування ґрунту

сприяє регулюванню стоку, переходу поверхневого стоку у внутріґрунтовий, запобіганню змиву ґрунту, поліпшенню повітряного режиму.

Для скорочення поверхневого стоку в ряді південних районів рекомендують безполицеву оранку зі збереженням стерні чи пожнивних залишків. У інших регіонах доцільна глибока зяблева оранка раз у 3-5 років. Вона збільшує запаси вологи і зменшує змив. У гірських умовах для запобігання й ослаблення водної ерозії проводять терасування схилів. Розмір і ухил терас регулюють так, щоб поверхневий стік можна було затримати в каналі чи скинути.

Особливих заходів вимагає боротьба з ярами. За допомогою бульдозера яр виположують, попередньо знімаючи і селективно складуючи гумусовий шар. Переміщують ґрунт із прибровочної частини в яр. На сплановану поверхню повертають гумусовий шар. У вершині яру споруджують систему канава – вал для відводу поверхневого стоку. Одночасно з регулюванням стоку на водозборах проводять закріплення схилів яру і залуження балок стоку. Якщо яри розвинуті настільки, що загрожують шляхам сполучення чи населеним пунктам, то створюють спеціальні протиерозійні гідротехнічні споруди.

Крім зміцнення вершин і схилів ярів та балок, для боротьби з водною ерозією використовують лісопосадки на прилеглих площах. Весь комплекс протиерозійних заходів приводить до регулювання снігового покриву, стоку талих і зливових вод, до переходу поверхневого стоку у внутріґрунтовий, до скорочення водної ерозії.

Комплекс заходів щодо запобігання й ослаблення дефляції ґрунтів включає також організаційно-господарські, агротехнічні і лісомеліоративні прийоми боротьби. **Організаційно-господарські** включають раціональний розподіл земельних угідь. У результаті детального обстеження виділяють площі пісків, що розвиваються, вітроударні схили і підвищені ділянки місцевості, де сильно розвинуті процеси дефляції. Такі території доцільно засіяти багаторічними травами чи відвести під посадку лісових і садово-ягідних насаджень. Запобіганню вітрової ерозії сприяють ґрунтозахисні сівозміни і смугове землеробство. При нарізці полів сівозміни довгі сторони варто орієнтувати поперек активних ерозійних вітрів. Це особливо важливо, якщо надалі по межах полів планують посадку лісосмуг. **Агротехнічні заходи** щодо боротьби з дефляцією ґрунтів передбачають безполицевий обробіток ґрунту, що дозволяє зберегти на поверхні полів до 85% стерні й інших рослинних залишків. У зимовий час стерня захищає поле від дефляції і сприяє рівномірному розподілу снігу, більш

швидкому розвитку сходів і їхній стійкості до впливу вітру.

На землях, підданих вітровій ерозії, чисті пари заміняють зайнятими, сидеральними і кулісними. Куліси з високостебельних рослин охороняють ґрунт від видування навесні і влітку, а взимку сприяють снігозатриманню. Для степових районів Казахстану і Сибіру рекомендують смугове розміщення парів, де чергуються пар і посів зернових. Силу вітру послабляє смугове розміщення культур, коли чергуються однолітні культури зі смугами багаторічних трав. Смуги розташовують перпендикулярно до активних вітрів. Ширина смуг залежить від ступеня схильності ґрунтів до ерозії та конкретних природних умов даної місцевості.

Важлива роль у підвищенні протиерозійної стійкості належить структуроутворенню. Поряд зі своєчасним обробітком, яка щадить ґрунт, посівами багаторічних трав, для оструктурювання ґрунтів у останні роки стали застосовувати полімери-структуроутворювачі. Особливо ефективні вони на легких ґрунтах.

Лісомеліорація – важлива ланка в боротьбі з дефляцією.

Розміщення лісосмуг на полях роблять з урахуванням напрямку активних ерозійних вітрів і при ретельному обліку характеру рельєфу і ґрунтового покриву. Смуги розташовують у вигляді кліток. Дорослі 20-30-літні лісосмуги захищають 30-40-кратну територію. Лісосмуги не тільки захищають ґрунт від ерозії, але й створюють більш сприятливий мікроклімат і забезпечують збільшення врожаю на 3-4 ц/га.

На пасовищах вітрова ерозія виникає від вибивання дерну худобою. На розбитих пісках необхідно заборонити випас худоби, влаштовувати скотопрогони і засівати ділянки цінними кормовими травами. Для запобігання вибиванню варто періодично виділяти ділянки зі збідненим і засміченим травостоем для відпочинку і підсіву кормових трав. Бажано обводнювати пасовища і створювати лісосмуги – «парасолі» для запобігання перегріву і бурянів.

21.2.2. Охорона ґрунтів від переущільнення

Нормальні родючі ґрунти мають пухку, грудкувато-зернисту структуру і характеризуються щільністю 1,2-1,3 г/см куб. Рух важких машин і обробіток полів в перезволоженому стані за декілька років переущільнюють ґрунт і суттєво зменшують його біопродуктивність. Особливо переущільнюється ґрунт по перефирії поля, де техніка активніше маневрує та зупиняється на тривалий час. Щільність орного горизонту зростає до 1,5-1,8 г/см куб. При оранці та інших видах обробітку ґрунт на цих ділянках погано розпушується на структурні агрегати, і формує брили, які

ускладнюють всі технологічні операції та екологічні умови росту й розвитку рослин.

Зрошення переуцільнених сільськогосподарською технікою ґрунтів майже неефективне, оскільки в таких едафотобах погіршується водопроникність, відбувається застій води на поверхні, а деколи цементація і коркування поверхні. Інтенсивне пересихання переуцільнених горизонтів веде до утворення системи широких магістральних тріщин, які розмежовують поверхню на безструктурні полігони. Розвиток рослин у подібних умовах сильно пригнічений.

Переуцільнення пасовищних едафотопів відбувається внаслідок неправильного випасу худоби. На стороорних ґрунтах часто спостерігається проблема внутріґрунтового переуцільнення, за рахунок обробітку на одні й ті ж глибини. Найчастіше шар ґрунту з підвищеною щільністю формується на глибині 20-40 см. У цих умовах водне і мінеральне живлення рослин проблематичне. Переуцільнена ґрунтова маса досить часто утворює водоупор, що сповільнює вертикальні міграційні потоки води та сприяє розвитку оглеєння. В цих умовах активізується анаеробна мікрофлора та посилюється інтенсивність відновних процесів, як наслідок – зростає концентрація таких токсичних для рослин газів як аміак, сірководень і метан. Для боротьби з внутріґрунтовим переуцільненням варто використовувати плуги з ґрунтопоглиблювачами.

Відновлення родючості переуцільнених ґрунтів – справа складна і тривала. В таких випадках ефективним є застосування органічних добрив, обережне зволоження, відмова від основного обробітку з оборотом гумусо-акумулятивного горизонту і його заміна на безполицевий та поверхневий, а деколи і внесення піску (піскування). Проте основним завданням є полегшення ваги сільськогосподарських машин, зменшення кількості проходів техніки по полю, травосіяння та використання органічних добрив.

21.2.3. Виведення ґрунтів з діючих екосистем та рекультивація порушених ландшафтів

Майже два млрд. га різноманітних ґрунтів у світі відчужені і виключені з природних екосистем містами, селами, дорогами, портами, складами, лініями передач, трубопроводами, шахтами, водосховищами, ставками, каналами, звалищами тощо. Загальні втрати земель від забудови та індустріального використання лише у США складають 1,4 млн. га за рік, з яких 400 тис. га – агрономічно-цінні. У світі щорічно вилучається з біосфери до 20 млн. га продуктивних земель. Поверхневий гумусовий горизонт

цих територій знищений фізично або втрачений в породу, залитий бетоном та асфальтом, отруєний та позбавлений життя. Рослинність, ґрунтова фауна, мікроорганізми, біоенергетика і біогеохімія на цих територіях зведені до мінімуму.

Найбільш активне руйнування ґрунтового покриву і ландшафту в цілому викликає видобуток корисних копалин відкритим способом. При цьому порушується рослинний і ґрунтовий покриви, гідрологічний та гідрохімічний режими території. У багатьох країнах значні площі зайняті кар'єрами, відвалами і териконами. Тверді наноси і токсичні сполуки забруднюють водотоки і цим додатково негативно впливають на довкілля. У США порушена розробками площа складає більш 1,3 млн. га, в Англії – більш 60 тис. га, у ФРН – більш 30 тис. га (Л. В. Моторина, В. А. Овчинников, 1975). В Україні промислова ерозія має місце в Донбасі. В наш час рекомендовані селективна виїмка і складування гумусованих горизонтів ґрунтів для подальшого відновлення порушених територій. При гірничих розробках на поверхню часто виносять малоприсадатні для використання ґрунти чи навіть токсичні породи. Токсичність визначається мінералогічним і сольовим складом порід. Присутність у породі піриту при його вивітрюванні веде до різкого підкислення середовища. Через 30-40 днів після вносу такої породи на поверхню та її активного контакту з киснем спостерігається зміна рН від 5,5 до 2,1, а також різке зростання вмісту рухомих сполук заліза (до 150-180 мг/100 г). Вміст рухомого алюмінію сягає токсичного рівня. Як правило, розкривним породам, властиві висока кислотність і дуже висока неоднорідність як за хімічними, так і фізичними властивостями. Тому меліорація розкривних порід передбачає вапнування, внесення мінеральних добрив і гомогенізацію кореневмісного шару.

Підземний видобуток корисних копалин також призводить до порушення ландшафту, тому що згодом розвиваються просадні явища, змінюються рельєф і гідрологічний режим території. Супутниками шахт є терикони, розмивання і розпилення яких погіршує властивості навколишніх ґрунтів і водотоків.

В наш час розроблені прийоми рекультивації териконів і золовідвалів, знайдені шляхи утилізації цих відходів на дорожнє будівництво і будматеріали.

Порушення якості ґрунтового покриву здійснюється і при видобутку нафти. Забруднення ґрунтів у районі нафтовидобутку відбувається сировою нафтою і нафтовими водами, що просочуються зі шпар, пластовими водами. Забруднювачами можуть бути бурові розчини, які застосовуються при нафтовидобутку. Газові потоки, зв'язані з родовищем нафти,

змінюють склад ґрунтового повітря, збагачуючи його вуглеводами, сірководнем, оксидами вуглецю, сірки, азоту. Пластові води, збагачені розчинними солями, спричиняють місцеве засолення ґрунтів.

Непродуктивні втрати ґрунтів супроводжують дорожнє будівництво, лінії електропередач, промислове і цивільне будівництво. Норми відводу земель, особливо орних, повинні знаходитися під чітким контролем. Біосфера планети втратила значну частину свого біоенергетичного і біогеохімічного механізму самовідновлення. Подальше бездумне господарювання – злочин перед нащадками. Фізичне знищення і відчуження ґрунтово-рослинних екосистем з біосфери мусить бути зупинене чи зведене до мінімуму, а вже порушені ландшафти потребують активної рекультивації.

Рекультивація – система прийомів відновлення й оптимізації порушених ландшафтів.

Вартість рекультивації входить у проектну вартість видобутку корисних копалин. Найбільше методично розроблена рекультивація земель, порушених гірськими розробками. Її проводять у 3 етапи. **Перший етап** – підготовчий. Проводиться обстеження порушеної території, визначається напрямок рекультивації, складається техніко-економічне обґрунтування і проект рекультивації. **Другий етап** – гірничотехнічна рекультивація. Залежно від регіональних умов, другий етап може включати хімічну меліорацію. Гірничотехнічну рекультивацію виконують підприємства, що ведуть розробку корисних копалин. **Третій етап** – біологічна рекультивація. Вона спрямована на відновлення родючості підготовлених у процесі гірничотехнічної рекультивації земель і перетворення їх у повноцінні лісові чи сільськогосподарські угіддя. Напрямок і методи біологічної рекультивації розрізняються залежно від географічного положення району, його кліматичних, фізичних і господарсько-економічних особливостей. Найбільш дешевим видом освоєння рекультивованих територій вважається залісення. Для поліпшення властивостей верхнього шару відвалів, для нагромадження в ньому органічної речовини й азоту перед посадкою дерев висівають люпин, буркун чи люцерну з наступним їхнім заорюванням. Дерев саджають в заповнені нетоксичною породою або ґрунтом ямки чи борозни.

В областях з поширенням родючих ґрунтів і нетоксичних розкритих порід проводять сільськогосподарську рекультивацію. Вона проходить у кілька стадій: вапнування, розпушування до глибини 60 см, внесення добрив, посів злаково-бобової суміші. Після цього вводять спеціальну сівозміну, де 40-50%

складають багаторічні трави. Після такої сівозміни рекультивовані землі можуть бути зайняті зональною польовою чи кормовою сівозміною.

21.3. Порушення біоенергетичного режиму едафотопів та екосистем

21.3.1. Захист ґрунтів від девегетації та дегуміфікації

Девегетацією називається втрата ґрунтами свого природного лісового, кущового та трав'янистого покриву.

Девегетація – це явище, яке призводить до поступового знеживлення едафотопу, до пониження його біопродуктивності та втрати екологічних функцій. Ґрунти з штучно збідненим рослинним покривом втрачають кореневу біомасу, відповідно і запаси цінних мінеральних та органічних речовин, втрачають свої біоенергетичні ресурси, стають стерильними, безструктурними, легко еродуються. Для боротьби з цим явищем необхідно забезпечувати: **в пасовищному господарстві** – оптимальне навантаження поголів'я худоби, підсіви та підживлення трав, впровадження системи загонів та огорож; **в польових сівозмінах** – збільшення частки багаторічних трав, регулярність внесення органічних добрив, контурний обробіток полів з врахуванням особливостей рельєфу; **в лісовому господарстві** – швидке відновлення і збереження лісової рослинності; **на гірських та схилових ландшафтах** – створення лісоплодових насаджень і терас; **в дорожньому та міському господарствах** – деревонасадження, парки, сквери, сади, трав'янистий дерновий покрив у дворах, на вулицях та узбіччях доріг.

Часто девегетація є початковою стадією **дегуміфікації**, оскільки зменшується кількість органічної речовини, що надходить у ґрунт з рослинними рештками, а гумус таких ґрунтів активно окиснюється. Однак, основною причиною дегуміфікації є оранка. При такому обробітку, особливо цілинних ґрунтів, спостерігається швидке зменшення вмісту та запасів органічної речовини.

Дегуміфікація призводить до зменшення вмісту і запасів гумусу на 30-40%, потім цей процес стабілізується на більш низькому рівні через 30-50 років. Найбільш різке зменшення вмісту й запасів гумусу відбувається в перші 5-10 років. Процес дегуміфікації не стабілізується у випадку розвитку ерозії.

Найбільш різкі зміни відбуваються в орному шарі, але розходження по вмісту гумусу в орних ґрунтах в порівнянні з

цілиними можуть простежуватися до 80 см.

Зміна вмісту гумусу визначається структурою посівних площ, співвідношенням у сівозмінах просапних і суцільного посіву культур, питомою вагою багаторічних трав, застосуванням органічних і мінеральних добрив.

Процес дегуміфікації має місце в усьому світі. У США, Канаді, Аргентині на ріллі щорічна втрата гумусу складає близько 1,5 т/га, а на чорних парах досягає 8 т/га. Вміст гумусу в орних горизонтах степових ґрунтів прерій знизився на 30-40%, у ґрунтах Бразилії – у 3 рази (з 6 до 2%), що збільшило щільність ґрунтів на 50% і погіршило водопроникність у 15-20 разів (В. А. Ковда, 1981). У нашій державі найбільшій дегуміфікації зазнали чорноземи лісостепової зони внаслідок посилення мінералізації детритної частини гумусу та розвитку ерозійних процесів. Втрати гумусу в чорноземній зоні за останнє століття коливались в межах 1-4%, що складає від 0,5 до 1,8 т/га. Запаси специфічної органічної речовини ґрунту скоротилися на 15-40%, про що свідчать результати повторного порівняння вмісту і запасів гумусу в чорноземах, де понад ста років тому працював В.В.Докучаєв, (Г.Я.Чесняк та ін., 1983).

Значні втрати гумусу часто спричинені безвідповідальністю людей, які економлячи кошти на заробці пожнивних решток в ґрунт спалюють їх. Вогонь нищить органіку на поверхні ґрунту, яка могла б стати джерелом гумусу. Він термічно «стерилізує» поверхневі горизонти, вбиваючи всю біоту, що бере активну участь у процесах гуміфікації. Зрештою вогонь швидко пересушує верхні декілька сантиметри ґрунту, в яких гумус просто горить.

Меліорація торф'яних ґрунтів також супроводжується втратою органічної речовини. Процес осушення супроводжується зменшенням потужності торф'яного шару в середньому на 2-3 см/рік. Цей процес відбувається за рахунок ущільнення торф'яної маси внаслідок часткового зневоднювання, коагуляції колоїдів і зміни природної структури торфу (1,9-2,5 см/рік), а також у результаті безповоротних втрат, обумовлених мінералізацією й ерозією торфу (0,1-0,5 см/рік).

Людина може сприяти наростанню гумусу в ґрунті застосуванням органічних добрив, вапнуванням кислих ґрунтів, використанням у сівозміні багаторічних трав, регулюванням співвідношення площ просапних і зернових культур та іншими прийомами. Підраховано, що для створення бездефіцитного балансу органічної речовини в ґрунті в середньому варто вносити 8-12 т/га органічних добрив щорічно. Природно, що

при цьому важливо враховувати властивості ґрунтів, особливо якість органічних добрив. Відновляють і стабілізують вміст і запаси гумусу оструктуреність ґрунтів, покращення їх водно-фізичних властивостей, посів багаторічних трав. Позитивно діє заробка в ґрунт пожнивних решток. Сполучення науково-обґрунтованих доз мінеральних добрив з органічними сприятливо позначається на зростанні родючості ґрунтів, збільшенні врожайності рослин і якості врожаю.

Важливим фактором збереження гумусного стану ґрунтів є обробіток, який щадить ґрунт. У даний час на значних територіях півдня нашої країни застосовують безполицеву оранку. Полегшення машин, мінімалізація обробітку сприяють збереженню і нагромадженню гумусу в ґрунті. Варто відзначити, що важливо піклуватися не тільки про вміст і запаси гумусу, але і про його якість.

21.3.2. Ґрунтовтома, токсикоз та виснаження едафотопів

При вирощуванні сільськогосподарських рослин монокультурою, у ґрунтах накопичуються метаболіти і токсини, що виділяють корені при вегетації рослин та мінералізації залишків після збирання врожаю. Відбувається перебудова мікробіоценозу, внаслідок чого, формуються складні взаємовідносини між мікроорганізмами, ґрунтом та рослинами, де ґрунт стає посередником між двома іншими компонентами в біоценозі.

При утворенні токсинів у едафотопі виникає явище токсикозу і як його власний випадок – **ґрунтовтома**.

Ґрунтовтома відома в практиці сільськогосподарського виробництва давно, значно раніше, ніж токсикоз ґрунтів. Вона проявляється в різкому пригніченні рослин та зниженні їх врожайності. Широко відома льоновтома, конюшиновтома, втома ґрунтів під плодовими насадженнями тощо. Вирощування монокультури протягом 4-6 років сприяє накопиченню метаболітів та токсинів, що виділяються в ґрунт під час вегетації чи мінералізації пожнивних решток. Поступово в орному шарі починають домінувати однотипні групи мікроорганізмів та шкідників, що викликають хвороби, властиві даній культурі. Спроби здолати захворювання, шкідників та бур'яни за допомогою добрив і різноманітних біоцидів не тільки не сприяє зростанню врожаїв, але й отруює ґрунти, води, біопродукцію, комах, що запилюють рослини, птахів, тварин-геобіонтів і людину.

Явище ґрунтовтоми не спостерігається в природних незайманих біогеоценозах. Воно є типовою ознакою

антропогенної трансформації едафотопів.

Втомлений ґрунт – хворий ґрунт, який має ознаки глибоких патогенних змін. За даними міжнародної організації ФАО, щорічний недобір врожаю від ґрунтовтоми складає майже 25%, при цьому більш як 1 млн 250 тис. га ріллі – втомлена земля.

Токсикоз ґрунтів – ширше поняття, яке включає прояв пригнічення росту рослин на цілинних і окультурених ґрунтах не тільки в монокультурі, а й у сівозмінах. Причиною токсикозу ґрунтів найчастіше виступає мікрофлора, яка виділяє фітотоксини. Серед відомих фітотоксинів найбільш негативно діють антибіотики (циклогек-самід, азазерин, окситетрациклін, стрептоміцин, поліміксінова кислота та пеніцилін), алкалоїди та деякі гетероциклічні сполуки. Загальновідома токсичність кумарину, який гальмує проростання насіння в незначно малих концентраціях. Саме кумарин найчастіше використовують для порівняльного тестування інших фітотоксинів. Багаторічними дослідженнями **М.С.Авдоніна** було встановлено, що тривале застосування азотних добрив окремо і разом з калійними на кислих дерново-підзолистих ґрунтах призводить до різкого погіршення їх родючості і падіння вражайності без помітної зміни агрохімічних властивостей. Авдонін назвав це явище прихованою негативною дією мінеральних добрив на кислих ґрунтах. Проте мікробіологічні дослідження показали, що при майже незмінних агрохімічних властивостях відбувається різка трансформація мікробоценозу, особливо грибів-мікроміцетів, в бік домінування токсиноутворюючих форм. Було доведено, що застосування як разових надлишкових доз добрив, так і тривале внесення добрив у малих концентраціях провокує токсикоз. Слід зауважити, що це явище не проявляється, коли мікробоценоз знаходиться в стані гомеостазу.

Інтенсивне сільськогосподарське виробництво виснажує ґрунти, особливо в умовах, коли польові сівозміни насичені просапними культурами. З урожаєм з біологічного кругообігу назавжди виноситься значна частка біофільних елементів. Внесення добрив, на жаль, не може повністю компенсувати ці втрати. У середині минулого століття спотворені форми господарювання поховали травопільну систему землеробства, яка дозволяла підтримувати і покращувати родючість ґрунтів та вирішувала кормову проблему тваринництва. А саме трави здатні нівелювати негативний баланс поживних речовин. Системи землеробства майбутнього обов'язково повинні стати природоохоронними, тобто основаними на раціональному комбінуванні безполіцевого обробітку та травосіяння з введенням полівидових угруповань. Механічний і хімічний

обробіток едафотопів мусить бути мінімалізований.

21.4. Порухення водного і хімічного режиму едафотопів

21.4.1. Опустелювання ґрунтів

Важко переоцінити абсолютну потребу екологічних систем у доступній волозі для створення живої рослинної біомаси (в т.ч. і врожаю). Якщо прийняти потребу фітобіомаси в мінеральних речовинах за 1, то потреба у воді сягатиме 100000. Волога є найважливішим фактором ґрунтової родючості. Оптимальна вологість ґрунтів для більшості рослин знаходиться в межах 100-60% від польової (найменшої) вологоємності. Фактична вологість ґрунтів пустель і степів зазвичай є нижчою від оптимуму, нижчою від коефіцієнту в'янення і часто знаходиться на рівні повітряної сухості. У пустелях і посушливих степах потенційне і фізичне випаровування залишає ґрунт без продуктивної вологи взагалі. Відповідно до цього продуктивність пасовищ і полів цих ландшафтів низька і часто нульова.

До 40-45% поверхні земної суші не забезпечені регулярним атмосферним зволоженням і представлені пустелями і посушливими степами. Це результат постльодовикового процесу аридизації суші та зменшення атмосферних опадів до 200-50 мм/рік. Однак до 10-15% поверхні суші піддаються опустелюванню в результаті помилкових дій людини. Знищення лісів і чагарників на паливо, на будівництво, при підсічному (вогняному) землеробстві різко зменшує надходження і запаси вологи в ґрунтах. Занадто висока чисельність поголів'я тварин (овець, великої рогатої худоби, верблюдів, коней) призводить до порушення дернини, переущільнення, безструктурності і кіркування поверхні ґрунтів. Едафотопи деградують. Щорічно у світі піддається опустелюванню 5-7 млн. га продуктивних земель. Частота і суворість посушливих років зростає як на рівнинах Євразії і Африки, так і в пампасах і преріях Південної та Північної Америки. Великі масиви піщаних ґрунтів на рівнинах Азії, Африки, південного сходу Європи в минулому були вкриті трав'янисто-чагарниковою псамофітною рослинністю. Піски були закріплені цією рослинністю, але кочівники-тваринники й осідле населення зрошуваних оазисів в пустелях знищили цю рослинність, піски почали розвіюватися вітрами, утворюючи рухомі бархани та дюни. Значні масиви рухомих пісків виникли навколо населених пунктів, повз доріг та колодязів. Простори піщаних пустель сьогодні є гірким прикладом руйнування біосфери та її локальних екосистем. Необхідні значні капіталовкладення та глобальні заходи по

закріпленню рухомих пісків. Зупинити опустелювання нових територій можна створенням лісозахисних смуг та лісонасадженням, фітомеліорацією, врегулюванням поголів'я худоби згідно біопродуктивності угідь, відмовою від оранки схилових ґрунтів, розумним чергуванням чистих і зайнятих парів, підтримкою структурності едафотопів, снігозатриманням, застосуванням безполицевого обробітку з періодичним глибоким розпушенням верхніх горизонтів ґрунту.

21.4.2. Селі та зсуви

Горбисті і гірські ландшафти на нашій планеті займають до 30-35% площі суші. У природних і малопорушених людиною умовах ці території зазвичай вкриті різноманітною лісовою, чагарниковою і трав'янистою рослинністю, що росте на схилових ґрунтах з малопотужним профілем. У порівнянні з рівнинами, передгір'я і гори були завжди більш забезпечені вологою, не страждали від посух і заболоченості, тому інтенсивно використовувались людиною.

Гірські ландшафти з їх ґрунтами та рослинами відігравали і відіграють вельми значну роль в режимі біосфери: біогенна фіксація вуглекислоти й азоту, емісія кисню, утворення величезних запасів біомаси та біофільних елементів, накопичення та повільне танення снігових мас, інфільтрація атмосферної вологи, запаси та постійне живлення стоку річкових і підземних вод на рівнинах. Але власне ці природні багатства гір і передгір'я розкрадались, знищувались або непоправно руйнувались людиною, особливо в XIX і XX століттях. Ліси в горах вирубувались на паливо, на будівництво та потреби транспорту, індустрії, винищувались пожежами і дорогами. Все це корінним чином змінило гідрологічний режим гірських ландшафтів. Без рослинного деревного покриву танення снігових мас стало прискореним. Стік зливових вод набув катастрофічного характеру.

Ґрунти оголених схилів змиваються настільки інтенсивно, що за 3-5 років зникають всі генетичні горизонти, а на поверхню виходить гірська порода. Водний потік, що спочатку змив значну частину дрібнозему з поверхні схилових ґрунтів, набравши швидкості, змітає в гірських долинах на своєму шляху все: мости, поля, сади, отари тварин, населені пункти. Ця стихія отримала назву «**селі**».

Селі виносять на рівнини величезні маси алювію (мулу, каміння, уламки скель). За останні десятиліття частота катастрофічних селей зросла. Майже щороку селеві потоки

реєструються на Кавказі, в Криму, в Середній Азії, на Балканах, в Індії, Пакистані, Китаї та інших гірських областях світу.

Фіксуються селеві потоки і в Україні, зокрема у Карпатах та Кримських горах. За останні 100-150 років значне скорочення площі лісів у Карпатах призвело до зростання катастрофічних повеней та селей. Катастрофічними були повені у 1700, 1739, 1864, 1887, 1895, 1900, 1911, 1913, 1926, 1927, 1933, 1941, 1947-1948, 1955, 1957, 1959, 1964, 1969, 1970, 1974, 1977, 1980, 1982, 1992-1994 та 1998-2001 роках. Проте саме в останньому десятилітті минулого століття термін **катастрофічна повінь** та **сель** стали ототожнюватись.

Не менш грізним наслідком знищення гірських лісів є значні **зсуви** ґрунту на схилах. Гори в більшості своїй продовжують повільний тектонічний ріст (1-5 мм/рік). Вони, як правило, розташовані в сейсмічно активних зонах. Стародавні четвертинні, зазвичай лесовидні та глинисті шаруваті відклади виводяться з первинного горизонтального положення і набувають помітного нахилу при їх підніманні на 1000-2000 м. Антропогенне знищення лісової і трав'янисто-чагарникової рослинності призводить, як вже відзначалось, до глибоких змін водного режиму територій. За цих умов величезні брили та масиви лесовидних і суглинистих ґрунтів (площею в сотні і тисячі га) починають зсуватись по перезволожених глинах, сповзаючи вниз по схилу, ховаючи під собою людей, тварин, поля, будинки та цілі поселення. Ґрунтовий покрив в районах зсувів повністю руйнується, відповідно до цього дестабілізуються нормальний режим та функції біосфери.

За даними МНС в Україні, найсильніше від селей та зсувів страждає Закарпаття. До речі, саме в цьому регіоні найбільш безсистемно вирубуються ліси. Так, паводок 1998 року активізував понад 980 зсувів. Посилення небезпечних геологічних процесів у листопаді-грудні 1998 року та у весняний період 1999 року призвело до активізації понад 900 зсувів та 100 селів.

У 2001 році, за інформацією Закарпатської геологорозвідувальної експедиції, виявлено 539 активних зсувів загальною площею 6,4 км кв і об'ємом 18,5 млн. м куб, 88 селевих потоків площею 0,5 км кв, об'ємом 0,6 млн. м куб, 143 ділянки латеральної ерозії загальною довжиною 26 км.

Райони селей і катастрофічних зсувів повинні ретельно вивчатися, науково-обґрунтовано заліснюватись. На цих територіях мають будуватись захисні інженерні споруди, бетоновані водовідводи. Яскравим прикладом ефективності таких споруд є плотини для захисту міста Алма-Ати від селей і Південного Криму від зсувів.

21.4.3. Захист ґрунтів від процесів вторинного засолення, осолонцювання і злитизації

Для створення оптимального водного режиму в районах недостатнього зволоження необхідне зрошення. За даними ФАО, площа зрошуваних земель світу складає близько 220 млн. га. Однак при порушенні правил експлуатації іригаційних систем, при недосконалому їхніх проектах виникають побічні явища: вторинне засолення, осолонцювання, злитість і т.п.

Головними причинами деградації зрошуваних ґрунтів служать бездренажне зрошення, великі втрати води на фільтрацію, будівництво зрошувальних каналів без гідроізоляції, перевищення зрошувальних норм, неконтрольована подача води, поливи мінералізованою водою.

У зрошувальних системах світу більше половини води витрачається не за призначенням. Засоленню піддаються насамперед ті ґрунти, де зрошувальні системи не мають дренажних пристроїв. Зрошувальні води при фільтрації викликають підвищення рівня ґрунтових вод. їхнє підняття і випаровування супроводжується нагромадженням солей у ґрунтовому профілі. Крім вертикального, варто брати до уваги і горизонтальний рух солей, викликаний розходженням положення ділянок за рельєфом чи комплексністю ґрунтового покриву.

Найтоксичнішим є содове засолення. Воно викликає різку зміну реакції ґрунтового розчину (рН 9-11), складу поглинених катіонів, приводить до пептизації колоїдів, підвищує мобільність органічної речовини, погіршує водно-фізичні властивості ґрунту, насамперед його структурний стан. У чорноземах при зрошенні вихідна водостійка зерниста чи дрібногрудкувата структура орного шару швидко руйнується. З'являється брилистість, злитість, схильність до утворення поверхневої кірки після поливів і дощів. Процес злитогенезу веде до зниження вмісту доступної рослинам вологи, до погіршення повітрообміну, ускладнює їх обробіток, дренажування і промивання від солей.

Для зрошення придатні води з концентрацією солей до 1 г/л. Більшість річок, води яких використовували для зрошення в нашій країні, мали концентрацію солей 0,2-0,3 г/л. У даний час мінералізація води в деяких ріках збільшилася до 0,8-1,5 г/л, при цьому карбонатно-кальцієвий склад її став мінятися на сульфатно-магнієвий, сульфатно-натрієвий, хлоридно-натрієвий і карбонатно-натрієвий. Це зв'язано із зарегулюванням стоку рік, збільшенням стоку дренажних і промислових вод, зростанням ролі випаровування. У практиці ряду країн (Єгипет, Алжир, Туніс, Марокко, Пакистан, Індія та ін.) є досвід використання для поливу високомінералізованих вод (5-6 г/л), але

тільки в умовах гарного дренажу і промивного водного режиму. Гранично припустимою мінералізацією для зрошення ґрунтів середнього і важкого гранскладу вважають 2-3 г/л, а для супіщаних і піщаних – 10-12 г/л (В. А. Ковда, 1981). Особливо небажана присутність у поливній воді гідрокарбонату натрію. Прийнято, що вода з його вмістом менш 1,2 мг-екв/л придатна для зрошення, 1,25-2,5 – умовно придатна, більш 2,5 – непридатна. Води підвищеної мінералізації й особливо лужні викликають вторинне осолонцювання ґрунтів.

З підвищенням концентрації солей у воді змінюється режим зрошення. На кожен 1 г солі в зрошувальній воді необхідно додавати на дренажний стік 5-10% водозабору, при цьому потреба в дренажі і вегетаційних промиваннях зростає. При содових зрошувальних водах з концентрацією 0,3-1,5 г/л частка виводу дренажних вод підвищується до 30-50% від водозабору. При цьому доцільним є застосування хімічної меліорації води чи ґрунтів.

Щоб уникнути втрат поливної води і вторинного засолення, рекомендують: 1) закрити мережу каналів, що виключає фільтрацію води; 2) дренажні споруди, що забезпечують утримання солоних ґрунтових вод на глибині не ближче 1,5-3 м; 3) капітальні промивання ґрунтів, якщо вони засолені, для вилучення солей з кореневмісного шару; 4) регулярні вегетаційні поливи з дренажними водовідводами (В.А Ковда, 1981).

Для охорони ґрунтів від содового засолення і злитості бажана хімічна меліорація (внесення гіпсу), застосування фізіологічно кислих і сірковмісних добрив, введення в сівозміну багаторічних трав. Режим зрошення повинен виключати перезволоження і пересушення ґрунтів. При зрошенні необхідна висока культура землеробства, суворе дотримання технологічних норм. Необхідна організація постійно-діючої контрольної служби на зрошувальних системах з метою моніторингу водно-сольового режиму зрошувальних ґрунтів, їх структурного і гумусного стану для запобігання їх деградації та підтримки високої родючості.

21.4.4. Вторинна кислотність ґрунтів

Для більшості сільськогосподарських рослин оптимальна реакція ґрунтів знаходиться в інтервалі рН 6,5-8,0. Ґрунти промивного водного режиму (буроземи, підзоли, жовтоземи, фералітні тропічні) володіють підвищеною кислотністю (рН 5-6, обмінний водень, токсичний рухомий алюміній). Ще вища кислотність болотних ґрунтів змінного окисно-відновного режиму (рН іноді 3-4). Природа ґрунтової кислотності була детально розглянута в розділі 7.4.

Родючість і загальна біопродуктивність кислих ґрунтів тим нижче, чим вище їх кислотність. Протягом останніх 3-4 десятиліть спостерігається різке підвищення кислотності атмосферних опадів, озерних вод, поверхневого стоку і ґрунтів. Це пов'язано з осіданням вугільної, сірчаної, азотної і навіть соляної кислот, що утворюються з газів, якими забруднюють атмосферу транспорт, індустриальні підприємства, теплоелектростанції тощо.

Кислотні дощі нищать ліси на всій планеті, збільшують кислотність ґрунтів на 1-2 одиниці рН. При цьому в ґрунтах і ґрунтових водах різко зростає концентрація токсичних для людей сполук алюмінію, ртуті, свинцю, кадмію. Вапнування понижує кислотність едафотопів, але лише тимчасово, оскільки кислотні дощі і надалі випадають. Необхідні абсолютно нові промислові технології. Прийшов час відмовитись від спалювання палива, яке супроводжується викидами оксидів сірки й азоту. Різко зростає кислотність осушених сульфідних боліт півночі, приморських низовин, мангрових і маршевих ґрунтів субтропічного і тропічного поясів. Окиснення сульфідів заліза і марганцю (без вапнування) супроводжується утворенням сірчаної кислоти і зниженням рН іноді до 2-3.

Помітну роль в збільшенні вторинної кислотності орних ґрунтів відіграє неконтрольоване застосування фізіологічно кислих добрив без одночасного вапнування. Негативні наслідки природної, а особливо вторинної кислотності ґрунтів недооцінювались. Погіршення стану рослинності, особливо масова загибель лісів наносить велику шкоду біосфері всієї планети. Сьогодні потрібні довготривалі цільові програми попередження і ліквідації кислотності ґрунтів, рік і озер всієї планети. Без цього зберегти ліси і збільшити урожайність на ґрунтах нечорноземних зон буде неможливо.

21.4.5. Охорона ґрунтів від переосушення

Досить розповсюдженою є ще одна форма деградації ґрунтів – **переосушення**. Воно спостерігається при реалізації необдуманих меліоративних проектів та недотриманні технологічних стандартів. Наприклад, побудова сітки занадто глибоких осушувальних каналів або відсутність шлюзів, що регулюють стік і рівень відводних вод неодмінно призведуть до пониження капілярної кайми. При виконанні осушувальних робіт хибно орієнтуватись лише на відведення надлишків води. Необхідно встановити і забезпечити оптимальний рівень залягання ґрунтових вод на полях і пасовищах, при якому відбуватиметься підґрунтове зволоження рослин в сухі бездощові періоди (**субіригація**). На ґрунтах різного механічного

складу оптимальна глибина підґрунтових вод різна (на пісках і супісках 70-80 см, на суглинках – 100-180 см).

Закладення дрен і водовідводних каналів без врахування мезорельєфу і гранулометричного складу ґрунтів (тобто лиш за геометрично правильними лініями та штучними кордонами полів) призводить до переосушення і зниження їх родючості (особливо едафотопів легкого гранскладу) або до локального «вимокання» ґрунтової маси (на важких ґрунтах). При проектуванні сітки осушувальних каналів необхідно створювати водомірні пости і шлюзи, які дозволятимуть керувати рівнем ґрунтових вод, їх відтоком та попереджати небезпеку переосушення ґрунтів.

Значна шкода господарствам чорноземної і нечорноземної зон завдана висиханням малих рік. Зазвичай ці водотоки мали складні меандри русел і розвинуті заплавні тераси, на яких утворювались багаті ґрунти. Періодичні повені підживлювали заплавні едафотопи і регулярно збагачували їх родючим алювієм. Так звана меліорація заправ шляхом вирівнювання русел малих річок позбавила ці ландшафти води та родючого мулу, понизила рівень води в річках і викликала переосушення (часто з содовим засоленням) заплавних лугових ґрунтів. В наш час, головним завданням має стати не осушувальна меліорація нових площ, а освоєння вже осушених угідь і занедбаних ділянок.

21.5. Забруднення та хімічне отруєння ґрунтів

21.5.1. Захист ґрунтів від забруднення агрохімікатами

На даному етапі розвитку аграрних технологій ведення інтенсивного сільського господарства неможливе без застосування добрив. Практика їх використання розширюється й постійно вдосконалюється. 300-400 млн. т мінеральних добрив використовується для забезпечення населення планети продуктами харчування. Поряд з мінеральними, розширюються масштаби використання органічних добрив та хімічних меліорантів. Однак хімізація землеробства мусить бути науково-обґрунтованою. Необдуманність у використанні «хімії» на полях може мати катастрофічні наслідки.

Надлишок азотних добрив небажаний. Надлишковий азот викликає переважний ріст вегетативних органів за рахунок генеративних, підвищує чутливість рослин до низьких температур. Надлишковий азот особливо небезпечний у нітратній формі, тому що він не сорбується ґрунтом, легко мігрує по профілю і потрапляє в ґрунтові води. Зі збільшенням кількості азотних добрив виявляється підвищення концентрації

нітратів у природних водах. Підвищення концентрації нітратів у питній воді до 40-50 мг/л стало причиною захворювання дітей метагемоглобанемією у США, Ізраїлі, Франції, ФРН та інших країнах (Б. Коммонер, 1974).

Не тільки нітратні, але й аміачні сполуки азоту здатні забруднювати ґрунти. Відомо, що амонійний азот перешкоджає хлоруванню води, якщо його концентрація перевищує 1 мг/л. До того ж, окиснюючись до нітратів, амонійний азот зв'язує кисень, що приводить до кисневого голодування гідробіонтів і псування води. Джерелом надлишкової кількості аміачного азоту в ґрунті служать відходи тваринництва і міські стічні води. Сучасні підприємства індустриального тваринництва, птахофабрики і міста формують вогнища аномально високого вмісту азоту і фосфору у вигляді органічних і мінеральних сполук, що, потрапляючи в екосистеми, локально перенасичують їх, доводячи вміст N-NO₃ до 400 мг/кг ґрунту, а N-NH₄⁺ до 2200 мг/кг ґрунту (В.А.Ковда, 1976). Аномально високі концентрації сполук азоту спостерігаються навколо промислових підприємств, особливо тих, що виробляють азотні добрива. Перспективний шлях розв'язання азотної проблеми, на думку академіка **Е.М.Мишустіна**, полягає у посиленні уваги до біологічних джерел азоту в ґрунті, зокрема – в розширенні площ посівів бобових культур та використанні біодобрив.

Незважаючи на низьку розчинність фосфорних добрив і більшості інших сполук цього елемента, головний геохімічний напрямок їхнього глобального кругообігу спрямовано на озера, гирла рік, морів і шельфів океану. Близько 3-4 млн. т. фосфатів щорічно надходить з континентів у океан. Має місце локальне зафосфачування ґрунтів у зв'язку з низькою розчинністю його сполук. Але основна проблема фосфору – вичерпність його ресурсів, що веде до порушення необхідного співвідношення N:P:K у добривах.

Поряд з азотом і фосфором, найважливішим елементом живлення в ґрунтах є калій. Для компенсації виносу калію з урожаєм використовують калійні добрива різного складу. Найчастіше використовують хлорид калію. Однак його застосування веде до нагромадження в ґрунтах іону хлору, токсичного для більшості рослин. Наприклад, у картоплі він викликає водянистість бульб.

Пестициди – отрутохімікати для боротьби з бур'янами (**гербіциди**), із грибовими хворобами рослин (**фунгіциди**) і шкідниками (**зооциди, інсектициди** й ін.) широко застосовуються в сільському господарстві і зберігають більше 30% врожаю. Найбільше застосування знаходять такі

пестициди: хлоровані вуглеводи (гексахлоран), дієни (альдрін, севін), складні ефіри фосфорних кислот (ФОС), карбамати (карбін, тіллам), заміщені сечовини (фенурон, монурон). При обробці посівів пестицидами основна їх частина накопичується на поверхні едафотопів і рослин. Вони адсорбуються органічною речовиною ґрунтів і мінеральними колоїдами. Сорбція токсикантів зворотна. Надлишки пестицидів можуть мігрувати з гравітаційним потоком і потрапляти в ґрунтові води. Накопичуючись у ґрунті, вони можуть передаватися по ланцюгах харчування і викликати захворювання тварин і людей. Нагромадження залишків пестицидів у ґрунті залежить і від природи токсиканта. Найбільш стійкі – хлорорганічні сполуки і група дієнів. Вони зберігаються у ґрунті протягом декількох років. До того ж, чим вище доза, тим довше зберігається токсикант. Фосфорорганічні сполуки і похідні карбамідної кислоти втрачають свою токсичність менш ніж за 3 місяці і при розкладі не утворюють токсичних метаболітів.

При внесенні пестицидів авіа методами вони розпорошуються і можуть переноситися повітряними масами на великі відстані. Багато біоцидів та їх метаболітів виявляються там, де їх ніколи не застосовували (наприклад, в Антарктиді). Разом з поверхневими водами пестициди можуть потрапляти у водойми й отруювати воду. Систематичне застосування у великих кількостях стійких пестицидів, що володіють кумулятивними властивостями, приводить до того, що основним джерелом забруднення водойм стає стік талих, дощових і ґрунтових вод. Процеси природної детоксикації йдуть активніше в умовах інтенсифікації процесів мінералізації органічної речовини.

Одна з основних умов охорони ґрунтів від забруднення пестицидами – створення і застосування менш токсичних і менш стійких сполук і зменшення доз їхнього внесення у ґрунт. Повна детоксикація біоцидів відбувається лише при їхньому розкладі на нетоксичні компоненти. Розкладанню токсикантів сприяють реакції окиснення, відновлення і гідролізу. Найбільш активне розкладання пестицидів здійснюють мікроорганізми. При участі ферментів мікроорганізмів у ґрунті і ґрунтовому розчині йдуть ті ж процеси гідролізу, окиснення чи відновлення. Мікроорганізми використовують для своєї життєдіяльності вуглець, азот, фосфор чи калій, що входять до складу біоцидів. Ефективним і екологічно безпечним способом боротьби за врожай є заміна застосування хімічного біоцида на використання біологічного ворога тої чи іншої хвороби, шкідника чи бур'яна.

Охорона ґрунтів від надлишку добрив має ряд спільних рис з охороною ґрунтів від надлишку пестицидів. Розробка нових довгостроково діючих гранульованих форм добрив, застосування комплексних форм, використання правильної технології їх внесення, дотримання правил збереження і транспортування – все це охороняє ґрунт від надлишку агрохімікатів.

Мінімалізувати хімічне втручання можливо лише шляхом «біологізації» землеробства, яке передбачає екологічний підхід організації виробництва сільськогосподарської продукції. Людство має відмовитись від застосування легкокорозивних мінеральних добрив (особливо азотних) та хімічних засобів боротьби з бур'янами, шкідниками та хворобами рослин, замінивши його оптимальним стимулюванням біологічної активності едафотопу і екосистеми в цілому.

21.5.2. Захист ґрунтів від впливу продуктів техногенезу

Сучасна індустріальна діяльність супроводжується надходженням у біосферу побічних продуктів. У формі твердих відходів промисловості надходить щорічно 20-30 млрд. т різних речовин, з них 50% – органічних. З твердими відходами на поверхню ґрунтів надходять забруднювачі навколишнього середовища. Серед них найбільш небезпечними вважають ртуть, свинець, кадмій, миш'як, селен і фтор. Забруднення ґрунтів важкими металами має різну природу, але переважно це відбувається при спалюванні викопного палива: вугілля, нафти, горючих сланців. Людством вже добуто і використано понад 130 млрд. т вугілля і 40 млрд. т. нафти. Отже, із золою надійшли на поверхню ґрунтів мільйони тонн металів, значна частина яких акумульована у верхніх шарах. Антропогенна діяльність на порядок збільшила надходження свинцю і кадмію. Головне джерело забруднення ґрунтів свинцем – вихлопні гази автомобілів. Щорічно з ними надходить більш 250 тис. т. свинцю. Важкі метали надходять у ґрунт також з добривами і пестицидами. Більшість сполук важких металів акумулюються в підстилці і гумусовому горизонті. Розподіл важких металів по поверхні залежить від характеру й особливостей джерела забруднення, метеорологічних особливостей регіону, зокрема – від рози вітрів, геохімічних факторів і ландшафтної обстановки в цілому. Ареал максимального забруднення рідко перевищує 10-15 км у радіусі від джерела, але невеликі концентрації при попаданні у високі шари атмосфери можуть переноситися на значні відстані. Метали втягуються у біологічний кругообіг,

передаються по ланцюгах харчування і викликають цілу низку захворювань у тварин і людини, при високих концентраціях згубно впливають на рослини, знижують біологічну активність ґрунтів.

Нерівномірність техногенного розподілу металів збільшується неоднорідністю геохімічної обстановки в природних ландшафтах. У зв'язку з цим, для прогнозування можливого забруднення продуктами техногенезу і запобігання небажаних наслідків необхідно брати до уваги закони міграції хімічних елементів у різних природних ландшафтах і геохімічних умовах. Продукти техногенезу, залежно від їх природи і тієї ландшафтної обстановки, куди вони потрапляють, можуть втрачати токсичність, трансформуватись природними процесами або зберігатися і накопичуватися, згубно діючи на живі організми.

В автономних ландшафтах розвиваються процеси самоочищення від техногенних забруднень, тому що продукти забруднення розсіюються поверхневими і внутріґрунтовими водами. В акумулятивних ландшафтах продукти техногенезу консервуються і накопичуються. Ртуть, свинець, кадмій добре сорбуються у верхніх сантиметрах перегнійно-акумулятивного горизонту різних типів ґрунтів суглинкового складу. Міграція їх по профілю і винос за межі ґрунтового профілю незначні. Але в ґрунтах легкого складу, кислих і збіднених гумусом, процеси міграції цих елементів посилюються.

Фтор також має токсичний вплив на мікрофлору, безхребетних тварин і рослинність. Адсорбція фтору відбувається в ґрунтах з добре розвинутим поглинальним комплексом. Розчинні сполуки фтору легко переміщуються по ґрунтовому профілю і можуть потрапляти в ґрунтові води. Джерелом цього полютанту в ґрунтах часто виступають фосфорні добрива. Цинк і мідь менш токсичні, але й більш мобільні, ніж свинець і кадмій. Підвищення вмісту органічної речовини й поважчення гранулометричного складу ґрунтів зменшує міграційну здатність цинку та його сполук.

Спільна дія важких металів на живі організми в ґрунті має сильніший інгібуючий вплив, ніж при тій же концентрації кожен елемент окремо. У різних типах ґрунтів рівень токсичності важких металів може відрізнятись на порядок і вище. Наприклад, встановлено, що кадмій на неокультурених підзолистих ґрунтах має гнітючий вплив при вмісті 5 мг/кг, а на окультурених – починаючи з 50 мг/кг.

З продуктами неповного згорання вугілля і нафти в ґрунт надходять поліциклічні ароматичні вуглеводи, серед яких особливо небезпечний бензпірен. Він сильний канцероген. **ґрунт – кінцевий резервуар акумуляції бензпірену.** Найбільше його

накопичується в гумусовому горизонті. З ґрунтовим пилом, ґрунтовими водами, з продуктами харчування бензпірен може потрапляти в організм тварин і людини. Ґрунтові мікроорганізми мають здатність розкласти бензпірен на нетоксичні компоненти, але процес надходження преавулює над його детоксикацією.

Антропогенне надходження сірки в ґрунт і на поверхню рослинності відбувається у формі SO_2 й інших газоподібних сполук та у виді кислотних дощів. Ґрунт сорбує двооксид сірки. Швидкість сорбції збільшується з наростанням вологості ґрунтів, підвищенням рН, збільшенням вмісту органічної речовини, ємності поглинання і питомої поверхні ґрунтів. Повітряно-сухі ґрунти сорбують 1-5, а вологі 9-67 мг SO_2 /м кв ґрунту (К.Сміт, 1973). Ґрунти сорбують також і відновлені сполуки сірки: сірководень, метилмеркаптан, сірковуглець і ін. Двооксид сірки в атмосфері окиснюється в триоксид. Оксиди сірки й азоту техногенного походження, при розчиненні в рідкій фазі хмар і туману перетворюються в кислоти і випадають з опадами. На фонових територіях з опадами надходить 3-6 кг/га сірки, у промислових регіонах – 25-30 кг/га. Відповідно, вміст водорозчинної сірки в дерново-підзолистих ґрунтах фонових територій складає 5-7 мг/100 г, поблизу промислових виробництв він зростає і становить понад 20 мг/100 г ґрунту. Двооксид і триоксид сірки можуть переноситися повітряними масами на десятки і сотні кілометрів від джерела викиду. Щорічно в атмосферу надходить до 500 млн. т кислотних компонентів.

При надходженні лужних, лужноземельних і важких металів з викидами металургійних заводів, а також аміаку з викидами комбінатів по виробництву добрив відбувається підлугування ґрунтів. Масштаби цих процесів значно менші, ніж процесів підкислення, і негативні наслідки також не настільки значні. Але при цьому аномально може зростати вміст у ґрунтах тих чи інших компонентів, що призводить до порушення необхідних пропорцій в елементах живлення. Підвищена лужність ґрунтів несприятлива для багатьох сільськогосподарських рослин. До того ж, в умовах лужної реакції середовища і промивного режиму різко зростає мобільність органічної речовини, що збіднює ґрунти на гумус.

Проте в наш час чи ненайбільший деструктивний вплив на екосистеми здійснюють природні та антропогенні (штучні) **радіонуклеїди**. Починаючи з кінця XIX століття, природний радіаційний фон, складовою частиною якого є радіаційний фон ґрунтів, невпинно зростає, що свідчить про прогресуюче забруднення довкілля цим видом полютантів. Джерелом природних радіонуклеїдів є космічне та внутрішнє земне випромінювання. Штучні радіоактивні ізотопи в ґрунтах – результат

видобутку урану, роботи ядерних реакторів різного типу, функціонування радіохімічної промисловості, випробування ядерної зброї, використання радіонуклідів у народному господарстві та недосконалість утилізаційних технологій. Аварія на Чорнобильській АЕС – гіркий приклад людської безвідповідальності. Лише на території України забруднено 74 райони в 12 областях, а це 6,7 млн. га продуктивних ґрунтів, в тому числі: до 1 Кі/км кв – 5,6 млн.га, від 1 до 5 Кі/км кв – 1,0 млн. га, від 5 до 15 Кі/км кв – 100 тис. га, понад 15 Кі/км кв – 27 тис. га. Понад 58 тис. га отруєно на тисячі років у зоні відчуження, де була проведена повна евакуація населення (П.П. Надточій, В.Г. Гермашенко, Ф.В. Вольвач, 1998).

Захист ґрунтів від техногенних поллютантів базується, в першу чергу, на вдосконаленні технологій і принципів організації виробництва. Створення замкнутих технологічних систем, організація безвідходного виробництва веде до різкого, майже повного скорочення надходження в едафотоп продуктів техногенезу. Крім запобіжних заходів, важливе значення мають заходи по ліквідації існуючого забруднення.

При атмосферному забрудненні ґрунтів важкими металами й іншими токсичними компонентами, коли вони у великих кількостях концентруються у верхніх горизонтах ґрунту, можливе вилучення цього шару і поховання його. У даний час отриманий ряд хімічних речовин, що здатні інактивувати важкі метали чи понизити їх токсичну дію. Це іонообмінні смоли, що утворюють хелатні сполуки з важкими металами. Іонообмінні смоли вносять у ґрунт у дозах, обумовлених рівнем забруднення. Негативною властивістю речовин-інактиваторів є їхня обмежена ємність.

Найбільш доступний, але не завжди найефективніший спосіб закріплення важких металів та радіонуклідів у ґрунті – внесення вапна й органічних добрив, що адсорбують важкі метали і токсини. Внесення органічних добрив у високих дозах, використання зелених добрив, борошна з рисової соломи і т.п. знижує надходження кадмію і фтору в рослини, а також токсичність важких металів. Регулювання складу і доз мінеральних добрив може зменшити токсичну дію низки елементів. Внесення підвищених доз фосфору знижувало токсичну дію свинцю, міді, цинку і кадмію.

21.6. Патологія ґрунтів і здоров'я людини

Гострота проблеми патології ґрунтів полягає не тільки в зниженні родючості ґрунтів і в зменшенні харчової та сировинної баз. небезпечнішим і значно страшнішим є інше: деградація і патологія ґрунтів викликає патологічні зміни в здоров'ї, розвитку та фізіології організму людини і навіть в його розумовій діяль-

ності та психіці. Людина як гетеротрофний компонент екологічних систем, споживаючи рослинну і тваринну їжу, повітря і воду є активною ланкою в локальних і регіональних потоках енергії і біохімічних циклах вуглецю, кисню, водню, азоту, фосфору, сірки, кальцію та сотень інших макро- і мікроелементів. У наш час ця роль людини та індустріальної цивілізації надзвичайно зросла. Можна стверджувати, що в районах «здорових» екологічних систем і нормальних, продуктивних ґрунтів народжуються та формуються фізично і духовно здорові покоління людей.

Загальновідомо, що жителі низьких гір, передгір'я і лугових степів Кавказу, Тянь-Шаню, Гімалаїв (Хунзи), України відрізняються різноманітним здоров'ям і довголіттям. Населення регіонів кислих, бідних, сильно вилугуваних ґрунтів вологого клімату характеризуються низькорослістю; діти нерідко страждають від рахіту і ламкості кісток (дефіцит кальцію). У регіонах, віддалених від океану і морів, ґрунти, вода та їжа збіднені йодом і міддю, а це викликає у людини захворювання щитовидної залози – зоб (особливо у жінок).

Північно-східні райони Азії відомі так званою уровською хворобою (потворний розвиток кісток). Причини цієї хвороби пов'язували з дефіцитом кальцію і вмістом в ґрунтових і річкових водах високої концентрації оксидів кремнію (кремнезему). Західні дослідники знаходили зв'язок між канцером шлунково-кишкового тракту і ґрунтами річкових долин. Розповсюдження прокази прив'язане до посушливих регіонів Азії й Африки. Багато авторів пов'язують кретинізм з дефіцитом білку в їжі людини і низькою якістю урожаю зернових.

На ці природні біохімічні зв'язки людини і ґрунтового покриву накладається вплив антропогенних біогеохімічних аномалій (неоаномалій). Рослини, ґрунти, води, повітря, продукти харчування територій великих індустріальних міст, підприємств, шахт, рудників, сміттєзвалищ, дорожніх магістралей, аеропортів і т.п. забруднені та отруєні сполуками важких металів, вуглецю, вуглеводів, оксидів азоту, сірки. Стоки великих тваринницьких підприємств, надлишок добрив і різних біоцидів створюють на великих просторах небезпеку постійного отруєння ґрунтів, біопродукції і людини. Легеневі і серцеві хвороби, знижена народжуваність і хворобливі немовлята, слабосильні чоловіки, зменшення тривалості життя – такі тривожні наслідки патології ґрунтів.

Світова громадськість стривожена порушенням озонового екрану, що захищає життя і здоров'я людини від космічних випромінювань. У певній мірі цьому, вірогідно, сприяють власне земні (ґрунтові) фактори, що ведуть до зниження інтенсивності

фотосинтезу і емісії кисню. Заболочені ґрунти генерують оксиди азоту, сірки, вуглецю, метан, ацетилен, окиснення яких може згубно впливати на відновлення озону (O₃) в стратосфері. Це може бути викликано також надлишковими дозами азотних добрив, денітрифікацією, що веде до утворення оксиду азоту та інтенсивним «диханням» едафотопів, яке посилює «парниковий» ефект.

Антропогенні забруднювачі ґрунтів і вод поступають в місцеві біогеохімічні потоки міграції і кругообіг речовин. З автоморфних і транзитних ландшафтів полютанти мігрують та інтенсивно накопичуються в акумулятивних низинах, в заплавах та на узбережжях озер, морів і океанів. У засушливому кліматі ці різноманітні токсини сполучаються з шкідливими легкорозчинними солями ґрунтів і ґрунтових вод. У таких умовах складається особливо тривожна і навіть драматична ситуація для населення.

Терміновим загальнодержавним завданням є глибоке екологічне і біохімічне дослідження, розробка програми необхідних оздоровчих заходів в інших регіонах екологічних катастроф. Настільки ж важливим є біохімічне районування всієї планети з метою виявлення районів з найбільш екологічно небезпечними ґрунтами для життя людини. Необхідна організація мережі стаціонарів ґрунтово-екологічних спостережень за станом едафотопів, вод, рослин, повітря і здоров'я людини.

21.7. Моніторинг ґрунтів

Робота з охорони ґрунтів припускає наявність інформації про стан ґрунтів, про їхні зміни під впливом антропогенних навантажень.

На відміну від атмосферного повітря і природних вод, спостереження за станом і забрудненням ґрунтів мінеральними й органічними токсикантами вкрай обмежене і належно не організоване. Екологічна роль ґрунту як вузла зв'язків біосфери, де найінтенсивніше відбуваються всі процеси обміну речовин між землею корою, гідросферою, атмосферою й організмами, що живуть на суші, визначає необхідність спеціальної організації ґрунтового моніторингу як невід'ємної частини загального моніторингу навколишнього середовища. Необхідність організації служби ґрунтового моніторингу відчувається все гостріше, оскільки величина антропогенного пресу на едафотопи постійно зростає, причому збільшуються і темпи його росту. Загальний об'єм глобальних антропогенних навантажень на ґрунтовий покрив можна сміливо порівнювати з дією природних факторів.

Загальний перелік завдань та задач, що постають перед ґрунтовим моніторингом, об'ємний. У перспективі можливі нові

завдання, що виникатимуть з появою нових технологій і розширенням асортименту синтезованих хімічною промисловістю органічних і мінеральних речовин. Звичайно, частина із сьогоднішніх завдань буде знята з порядку денного в близькому майбутньому; наприклад, при переході промислових підприємств на безвідхідну технологію відпаде необхідність контролю за забрудненням ґрунтів хімічними речовинами. Але в даний час такий контроль ще необхідний.

Ґрунтовий моніторинг – це діагностика, прогноз і управління станом ґрунтів або контроль заради керування розширеним відтворенням їх родючості.

Найважливішими завданнями ґрунтового моніторингу є:

- оцінка середньорічних втрат ґрунту внаслідок водної, іригаційної і вітрової ерозій;

- виявлення регіонів з дефіцитним балансом головних елементів живлення рослин, виявлення й оцінка швидкості втрат гумусу, азоту, і фосфору; контроль за вмістом елементів живлення рослин;

- контроль за зміною кислотності і лужності ґрунтів, особливо в районах, де застосовуються високі дози мінеральних добрив, а також при іригації, використанні промислових відходів;

- контроль за зміною сольового режиму зрошуваних едафотопів та ґрунтів, що удобрюються;

- контроль за забрудненням ґрунтів важкими металами внаслідок глобального осідання;

- контроль за локальним забрудненням ґрунтів важкими металами в зоні впливу промислових підприємств і транспортних магістралей, а також пестицидами в регіонах їхнього постійного використання, детергентами і побутовими відходами на територіях з високою щільністю населення;

- довгостроковий і сезонний (за фазами розвитку рослин) контроль за вологістю, температурою, структурним станом, водно-фізичними властивостями ґрунтів;

- оцінка ймовірної зміни властивостей ґрунтів при проектуванні гідробудівництва, меліорації, впровадження нових аграрних технологій та систем землеробства;

- інспекторський контроль за розмірами і правильністю відчуження орнопридатних ґрунтів для промислових і комунальних цілей.

Це найбільш загальний і, ймовірно, неповний перелік завдань, що повинен бути диференційований згідно ґрунтово-географічного, кліматичного й економічного районування країни.

Контрольні питання

1. Визначте завдання охорони ґрунтів.
2. Проаналізуйте охорону ґрунтів від ерозії та дефляції.
3. Охарактеризуйте негативний вплив переущільнення на функціонування едафотопів.
4. Проаналізуйте порушення біоенергетичного режиму ґрунтів та екосистем.
5. Охарактеризуйте механізми опустелювання ґрунтів.
6. Визначте негативну дію селів та зсувів на ґрунтовий покрив планети.
7. Проаналізуйте захист едафотопів від процесів вторинного засолення, осолонцювання і злитизації.
8. Визначте чинники вторинної кислотності ґрунтів.
9. Обґрунтуйте охорону ґрунтів від переосушення.
10. Проаналізуйте захист едафотопів від забруднення агрохімікатами.
11. Проаналізуйте захист едафотопів від впливу продуктів техногенезу.
12. Визначте зв'язок патології ґрунтів та здоров'я людини.
13. Охарактеризуйте ґрунтовий моніторинг.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології. Навч. посіб. / К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
2. Назаренко І.І., Польчина С.М., Нікорич В.А. Ґрунтознавство: Підручник.- Чернівці:Книги-XXI, 2004.- 400с.
3. Польчина СМ. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
4. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
5. Почвоведение. В 2 ч. / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк.,1988.
6. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. – Чернівці: Рута, 1998, 1999.

Додаткова

7. Атлас почв СССР. – М.: Колос, 1974.
8. Атлас почв Украинской ССР/ Под. ред Н.К. Крупского и Н.И. Полупана. – Киев: Урожай, 1979.
9. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.Б. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.
10. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1974.
11. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
12. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. – Л.: Наука, 1974.

13. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
14. Глазовская М.А. Почвы мира. – Т.1 и 2. – М.: МГУ, 1972 – 1973.

ЗМІСТ

Передмова _____ 3

Лекція 1.

Предмет та завдання ґрунтознавства _____ 4

- 1.1. Ґрунтознавство як наука
- 1.2. Предмет, структура, методи дослідження
- 1.3. Завдання та історія розвитку ґрунтознавства

Лекція 2.

Форма, розміри та внутрішня будова Землі _____ 21

- 2.1. Будова Землі
- 2.2. Хімічний склад та фізичні властивості земної кори, мантії та ядра.
- 2.3. Геохронологічні підрозділи планети.

Лекція 3.

Походження та класифікація гірських порід _____ 34

- 3.1. Походження та класифікація мінералів.
- 3.2. Характеристика та основні діагностичні ознаки мінеральних агрегатів. Первинні та вторинні мінерали, їх хімічний склад і фізичні властивості.
- 3.3. Фізичні властивості ґрунтів і порід.

Лекція 4.

Ґрунтоутвірний процес _____ 72

- 4.1. Суть ґрунтоутвірного процесу.
- 4.2. Геологічний та біологічний кругообіги речовин у біосфері і їх вплив на процес ґрунтоутворення.
- 4.3. Фактори ґрунтоутворення.
- 4.4. Схема ґрунтоутворення та еволюції ґрунтів.
- 4.5. Умови середовища та їх роль у формуванні профілю ґрунтів.

Лекція 5.

Баланс ґрунтоутворення _____ 85

- 5.1. Загальна схема ґрунтоутворення.
- 5.2. Концепція елементарних ґрунтоутворних процесів та їх характеристика.
- 5.3. Тип ґрунтоутворення.

Лекція 6.

Фактори ґрунтоутворення _____ 100

- 6.1. Роль живих організмів у ґрунтоутворенні.
- 6.2. Клімат як фактор ґрунтоутворення, його характерні особливості.
- 6.3. Водний режим ґрунтів.
- 6.4. Теплові властивості й тепловий режим ґрунтів.
- 6.5. Роль у ґрунтоутворенні материнської породи, рельєфу місцевості.

Лекція 7.

Морфологія ґрунту _____ 121

- 7.1. Фазовий склад ґрунту
- 7.2. Морфологічна будова ґрунту
- 7.3. Основні морфологічні ознаки генетичних горизонтів
 - 7.3.1. Забарвлення ґрунту
 - 7.3.2. Структура ґрунту
 - 7.3.3. Гранулометричний склад ґрунту
 - 7.3.4. Складення ґрунту
 - 7.3.5. Новоутворення і включення
- 7.4. Ґрунтовий профіль, ґрунтові горизонти та їх індексація
- 7.5. Переходи між горизонтами в профілі

Лекція 8.

Органічна речовина ґрунту _____ 147

- 8.1. Джерела гумусу у ґрунті

- 8.2. Перетворення органічних речовин у ґрунті та процес гумусоутворення
- 8.3. Гумус: склад, властивості
- 8.4. Органо-мінеральні сполуки в ґрунті
- 8.5. Груповий та фракційний склад гумусу
- 8.6. Екологічне значення гумусу та регулювання його вмісту
- 8.7. Географічні та екологічні закономірності розповсюдження гумусових речовин

Лекція 9.

Ґрунтові колоїди та поглинальна здатність ґрунту _____ 163

- 9.1. Склад ґрунтових колоїдів та їх головні ознаки
- 9.2. Фізичний стан ґрунтових колоїдів
- 9.3. Природа та види поглинальної здатності ґрунтів
- 9.4. Ґрунтовий поглинальний комплекс та його характеристики
- 9.5. Екологічне значення поглинальної здатності

Лекція 10. Рідка та газова фази ґрунту _____ 176

- 10.1. Стан і форми води в ґрунтах
- 10.2. Водно-фізичні властивості ґрунту
- 10.3. Ґрунтовий розчин
- 10.4. Кислотність ґрунтів, її форми
- 10.5. Лужність ґрунтів та її форми
- 10.6. Окисно-відновний режим ґрунтів
- 10.7. Ґрунтове повітря

Лекція 11. Хімічний склад мінеральної частини ґрунту _____ 200

- 11.1. Загальний хімічний склад ґрунтів
- 11.2. Хімічні елементи та їх сполуки у ґрунтах

Лекція 12. Родючість ґрунту _____ 207

- 12.1. Фактори і закономірності природної родючості ґрунтів

- 12.2. Категорії ґрунтової родючості, їх суть і коротка характеристика
- 12.3. Підвищення родючості та окультурювання ґрунтів
- 12.4. Закон «спадаючої родючості ґрунтів», його критика

Лекція 13. Систематика, класифікація та загальні закономірності географії ґрунтів _____ 213

- 13.1. Поняття про класифікацію ґрунтів
- 13.2. Закономірності розміщення ґрунтів на земній поверхні
- 13.3. Основи ґрунтово-географічного районування. Ґрунтово-біокліматичні пояси, області, зони, провінції, округи, райони
- 11.4. Ґрунтово-географічне районування та загальна схема ґрунтового покриття України

Лекція 14. Ґрунти арктичних і тундрових областей ____ 225

- 14.1. Арктичні ґрунти
- 14.2. Тундрові глейові ґрунти

Лекція 15. Ґрунти бореальних областей _____ 230

- 15.1. Підзолисті ґрунти тайгово-лісової зони
- 15.2. Дерново-підзолисті ґрунти
- 15.3. Мерзотно-тайгові ґрунти
- 15.4. Болотні ґрунти
- 15.5. Дернові ґрунти
- 15.6. Болотно-підзолисті ґрунти

Лекція 16. Ґрунти суббореальних областей _____ 256

- 16.1. Ґрунтовий покрив суббореальних лісових областей. Бурі лісові ґрунти
- 16.2. Ґрунти суббореальних степових областей
 - 16.2.1. Ґрунти зони Лісостепу
 - 16.2.1.1. Сірі лісові ґрунти
 - 16.2.1.2. Чорноземи Лісостепу

- 16.2.2. Чорноземи степу
- 16.2.3. Ґрунти сухого степу
- 16.2.4. Засолені ґрунти
 - 16.2.4.1. Засолені ґрунти, солончаки
 - 16.2.4.2. Солонці
 - 16.2.4.3. Солоді
- 16.3. Ґрунти суббореальних напівпустель. Бурі напівпустельні ґрунти
- 16.4. Ґрунти суббореальних пустель
 - 16.4.1. Сіро-бурі пустельні ґрунти
 - 16.4.2. Пустельні примітивні ґрунти
 - 16.4.3. Такири

Лекція 17. Ґрунтовий покрив субтропіків _____ 298

- 17.1. Ґрунти вологих субтропічних лісів
- 17.2. Ґрунти сухих (ксерофітних) субтропічних лісів і чагарникових степів
 - 17.2.1. Коричневі ґрунти
 - 17.2.2. Сіро-коричневі ґрунти
- 17.3. Ґрунти субтропічних напівпустель і пустель

Лекція 18. Ґрунтовий покрив тропіків _____ 310

- 18.1. Ґрунти постійно вологих тропічних лісів
- 18.2. Ґрунти сезонно-вологих лісів і високотравних саван
- 18.3. Ґрунти тропічних ксерофітних лісів
- 18.4. Ґрунти тропічних сухих саван
- 18.5. Ґрунти тропічних напівпустель і пустель

Лекція 19. Алювіальні ґрунти _____ 317

- 19.1. Заплавне ґрунтоутворення
- 19.2. Класифікація та властивості алювіальних ґрунтів
- 19.3. Сільськогосподарське використання алювіальних ґрунтів

Лекція 20. Гірські ґрунти _____ 323

- 20.1. Загальні особливості ґрунтоутворення на гірських схилах
- 20.2. Особливості будови, складу і властивостей гірських ґрунтів
- 20.3. Ґрунти Українських Карпат
- 20.4 Сільськогосподарське використання гірських ґрунтів

Лекція 21. Охорона ґрунтів _____ 331

- 21.1. Завдання охорони ґрунтів
- 21.2. Патологія ґрунтового профілю та генетичних горизонтів
 - 21.2.1. Охорона ґрунтів від ерозії та дефляції
 - 21.2.2. Охорона ґрунтів від переущільнення
 - 21.2.3. Виведення ґрунтів з діючих екосистем та рекультивація порушених ландшафтів
- 21.3. Порушення біоенергетичного режиму едафотопів та екосистем
 - 21.3.1. Захист ґрунтів від девеgetації та дегуміфікації
 - 21.3.2. Ґрунтовтома, токсикоз та виснаження едафотопів
- 21 4. Порушення водного і хімічного режиму едафотопів
 - 21.4.1. Опустелювання ґрунтів
 - 21.4.2. Селі та зсуви
 - 21.4.3. Захист ґрунтів від процесів вторинного засолення, осолонцювання і злитизації
 - 21.4.4. Вторинна кислотність ґрунтів
 - 21.4.5. Охорона ґрунтів від переосушення
- 21.5. Забруднення та хімічне отруєння ґрунтів
 - 21.5.1. Захист ґрунтів від забруднення агрохімікатами
 - 21.5.2. Захист ґрунтів від впливу продуктів техногенезу
- 21.6. Патологія ґрунтів і здоров'я людини
- 21.7. Моніторинг ґрунтів

Навчальний посібник

МОЙШ Наталія Іванівна

ҐРУНТОЗНАВСТВО

Навчальний посібник

Підписано до друку 22.03.2011.

Формат 60x84/16. Гарнітура Bookman Old Style

Папір офсетний. Друк офсетний. Облік.-вид. арк. 19,4

Тираж 350 прим. Замовлення № 15.

МПП “Ґражда”

Свідоцтво про державну реєстрацію видавців, виготівників і
розповсюджувачів видавничої продукції.

Серія 3т № 22 від 1 вересня 2005 року.

88000, м. Ужгород, пл. В. Ґренджі-Донського, 3,

т./факс (0312) 61-52-76

Мойш Н. І.

М 74 Ґрунтознавство: Курс лекцій. – Ужгород: Ґражда, 2011. –
368 с.

Автором узагальнено науковий та методичний матеріал у вигляді курсу лекцій за окремими послідовно пов’язаними темами. Рекомендовано для студентів спеціальності «Лісове та садово-паркове господарство», «Ґеодезія, картоґрафія та землеустрій».

УДК 6 31.4(075.8) ББК П 342.5273