

НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ЦИВІЛЬНОГО ЗАХИСТУ УКРАЇНИ
КАФЕДРА ОХОРОНИ ПРАЦІ ТА ТЕХНОГЕННО-ЕКОЛОГІЧНОЇ БЕЗПЕКИ

О.В. Рибалова

ГРУНТОЗНАВСТВО

Курс лекцій

Спеціальність 101 «Екологія»

ХАРКІВ – 2012

Друкується за рішенням засідання
кафедри охорони праці та техногенно -
екологічної безпеки НУЦЗУ
Протокол від 28.08.2012 № 1

Укладач: О.В. Рибалова

Рецензенти: О.М. Касімов, д-р техн. наук, проф., завідувач лабораторії 1.8
Українського науково - дослідного інституту екологічних проблем;
О.Є. Васюков, д-р хім. наук, проф. кафедри охорони праці та
техногенно - екологічної безпеки НУЦЗУ.

Ґрунтознавство: Курс лекцій. Для студентів денної форми навчання. Напрямок
«Охорона навколишнього природного середовища та збалансоване
природокористування». Освітньо-кваліфікаційний рівень «бакалавр». / Укладач: О.В.
Рибалова. – Х: НУЦЗУ, 2012. - 364 с.

Курс лекцій з дисципліни «Ґрунтознавство» призначений для надання допомоги
студентам НУЦЗ України, що навчаються за спеціальністю 6.040106 «Екологія.
Охорона навколишнього природного середовища та збалансоване
природокористування» при підготовці до семінарських занять, модульних контрольних
робіт, тестів, заліку та іспиту.

Відповідальний за випуск _____

ЗМІСТ

ВСТУП	8
Модуль 1. Ґрунти в біосфері. Фактори та особливості ґрунтоутворюваного процесу	10
Розділ 1. Предмет і завдання ґрунтознавства	10
1. Предмет і завдання ґрунтознавства. Ґрунт як багатокomпонентна система	10
1.1. Ґрунтознавство як наука, його основні положення	10
1.2. Методологія і методи дослідження ґрунту	12
1.3. Ґрунт та місце ґрунту у природі та діяльності людини	15
1.4. Значення ґрунтознавства для фізичної географії, екології та охорони навколишнього середовища	18
1.5. Фазовий склад ґрунту. Основні терміни та визначення	20
1.6. Тверда компонента ґрунтів	24
2. Поняття про природну систему, її будову, властивості та структурну організацію	31
2.1. Біосфера Землі, її характерні особливості	31
2.2. Поняття про природну систему, її будову, властивості та структурну організацію	33
Розділ 2. Вивітрювання, ґрунтоутворюючі породи і мінеральна частина ґрунту	46
3. Ґрунтоутворюючі породи і мінеральна частина ґрунту	46
3.1. Вивітрювання гірських порід	47
3.2. Ґрунтоутворюючі породи та їх категорії	53
Розділ 3. Фактори ґрунтоутворення	65
4. Поняття про фактори ґрунтоутворення. Роль живих організмів у ґрунтоутворенні	65
4.1. Поняття про фактори ґрунтоутворення	68
4.2. Роль живих організмів у ґрунтоутворенні	69
4.2.1. Роль первинних продуцентів у процесах ґрунтоутворення	73
4.2.2. Водорості та лишайники – "піонери" ґрунтоутворення	74
4.2.3. Ґрунтова фауна та ґрунтоутворення	74
4.2.4. Роль мікроорганізмів у ґрунтоутворенні	76

4.2.5. Біогенне структуроутворення	79
5. Клімат як фактор ґрунтоутворення, його характерні особливості. Водний режим ґрунтів. Теплові властивості й тепловий режим ґрунтів	82
5.1. Клімат як фактор ґрунтоутворення, його характерні особливості	82
5.2. Водний режим ґрунтів	85
5.3. Теплові властивості й тепловий режим ґрунтів	89
Розділ 4. Біогеохімія ґрунтоутворення та ґрунтоутворний процес	94
6. Загальна схема ґрунтоутворення. Тип ґрунтоутворення	94
6.1. Баланс ґрунтоутворення	94
6.2. Загальна схема ґрунтоутворення	98
6.3. Концепція елементарних ґрунтоутворних процесів та їх характеристика	101
6.4. Тип ґрунтоутворення	109
Модуль 2. Головні властивості ґрунтів	113
Розділ 5. Морфологія ґрунту	113
7. Морфологічна будова ґрунту	113
7.1. Морфологічна будова ґрунту. Основні терміни та визначення	113
7.2. Основні морфологічні ознаки генетичних горизонтів	115
7.2.1 Забарвлення ґрунту	115
7.2.2 Структура ґрунту	117
7.2.3 Гранулометричний склад ґрунту	120
7.2.4 Складення ґрунту	125
7.2.5 Новоутворення і включення	126
Розділ 6. Хімічний склад мінеральної частини ґрунту	131
8. Хімічний склад мінеральної частини ґрунту	131
8.1. Загальний хімічний склад ґрунтів	133
8.2. Хімічні елементи та їх сполуки у ґрунтах	135
8.3. Мікроелементи ґрунтів	138
8.4. Радіоактивність ґрунтів	142
Розділ 7. Органічна речовина ґрунту	146
9. Перетворення органічних речовин у ґрунті та процес гумусоутворення	146
9.1. Джерела гумусу у ґрунті	147

9.2. Перетворення органічних речовин у ґрунті та процес гумусоутворення	150
9.3. Чинники, що впливають на процес гумусоутворення	154
Розділ 8. Ґрунтові колоїди та поглинальна здатність ґрунту	157
10. Склад ґрунтових колоїдів та їх головні ознаки	157
10.1. Склад ґрунтових колоїдів та їх головні ознаки	158
10.2. Властивості ґрунтових колоїдів	164
10.3. Фізичний стан ґрунтових колоїдів	166
Розділ 9. Рідка та газова фази ґрунту	170
11. Водно-фізичні властивості ґрунту	170
11.1. Стан і форми води в ґрунтах	170
11.2. Водно-фізичні властивості ґрунту	178
12. Окисно - відновний режим ґрунтів	184
12.1. Показники окисно-відновного режиму ґрунтів	184
12.2. Залежність окисно-відновного потенціалу (ОВП) від режиму вологості	188
12.3. Роль окисно-відновних процесів у ґрунтоутворенні і родючості ґрунтів	189
Розділ 10. Родючість ґрунту	194
13. Фактори і закономірності природної родючості ґрунтів	194
13.1. Фактори і закономірності природної родючості ґрунтів	195
13.2. Категорії ґрунтової родючості, їх суть і коротка характеристика	197
13.3. Підвищення родючості та окультурювання ґрунтів	198
13.4. Закон "спадаючої родючості ґрунтів", його критика	200
Модуль 3. СИСТЕМАТИКА, КЛАСИФІКАЦІЯ, СТРУКТУРА ТА ҐРУНТОВО – ГЕОГРАФІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ УКРАЇНИ. ЗЕМЕЛЬНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ. ҐРУНТОВИЙ ПОКРИВ СВІТУ	202
Розділ 11. Систематика, класифікація та загальні закономірності географії ґрунтів	202
14. Класифікація ґрунтів	202
14.1. Поняття про класифікацію ґрунтів	202
14.2. Принципи класифікації ґрунтів України	205
15. Основи ґрунтово-географічного районування	211

15.1. Основи ґрунтово - географічного районування	211
15.2. Ґрунтово-біокліматичні пояси, області, зони, провінції, округи, райони	212
15.3. Ґрунтово-екологічне районування території України	215
Розділ 12. Ґрунти арктичних і тундрових областей	222
16. Арктичні ґрунти	222
16.1. Арктичні ґрунти	222
16.2. Тундрові глейові ґрунти	225
Розділ 13. Ґрунти бореальних областей	230
17. Підзолисті ґрунти тайгово-лісової зони	230
17.1. Особливості процесу ґрунтоутворення підзолистих ґрунтів	231
17.2. Характеристика підзолистих ґрунтів тайгово-лісової зони	234
18. Дерново-підзолисті ґрунти	239
18.1. Дерново-підзолисті ґрунти	240
18.2. Агрономічна характеристика дерново-підзолистих ґрунтів Полісся	243
19. Болотні ґрунти. Дернові ґрунти	254
19.1. Болотні ґрунти	254
19.2. Дернові ґрунти	264
Розділ 14. Ґрунти суббореальних областей	273
20. Ґрунтовий покрив суббореальних областей	273
20.1. Ґрунтовий покрив суббореальних лісових областей. Бурі лісові ґрунти	273
20.2. Ґрунти суббореальних степових областей	280
20.2.1. Ґрунти зони Лісостепу	281
20.2.2. Сірі лісові ґрунти	281
21. Засолені ґрунти, солончаки	288
21.1. Засолені ґрунти, солончаки	288
21.2. Солонці	294
21.3. Солоді	300
Розділ 15. Ґрунтовий покрив субтропіків і тропіків	307
22. Ґрунтовий покрив субтропіків	307
22.1. Ґрунти вологих субтропічних лісів	307

22.2. Ґрунти сухих (ксерофітних) субтропічних лісів і чагарникових степів	311
22.3. Коричневі ґрунти	311
22.4. Сіро-коричневі ґрунти	314
Розділ 16. Алювіальні ґрунти	318
23. Класифікація та властивості алювіальних ґрунтів	318
23.1. Заплавне ґрунтоутворення	318
23.2. Класифікація та властивості алювіальних ґрунтів	321
Розділ 17. Гірські ґрунти	325
24. Загальна характеристика гірських ґрунтів	325
24.1. Загальні особливості ґрунтоутворення на гірських схилах	325
24.2. Особливості будови, складу і властивостей гірських ґрунтів	327
Розділ 18. Охорона ґрунтів	331
25. Загальні принципи охорони ґрунтів	331
25.1. Завдання охорони ґрунтів	331
25.2. Моніторинг ґрунтів	333
25.3. Патологія ґрунтового профілю та генетичних горизонтів	335
25.4. Опустелювання ґрунтів	335
25.5. Селі та зсуви	336
25.6. Захист ґрунтів від процесів вторинного засолення, осолонцювання і злитизації	338
25.7. Охорона ґрунтів від пересушення	341
26. Аналіз сучасного стану ґрунтів України	344
26.1. Структура та динаміка основних видів земельних угідь	344
26.2. Деградація земель	347
26.3. Основні чинники антропогенного впливу на земельні ресурси	357
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ	360

ВСТУП

Начальна дисципліна «Ґрунтознавство» є базовою нормативною дисципліною, що викладається на II курсі в III і IV-му семестрах в обсязі 162 години, з них лекцій – 54 години, семінарські та практичні заняття – 54 години, самостійна робота – 54 години. *Формою підсумкового контролю* III семестру є залік, IV-ого семестру - іспит.

Метою навчальної дисципліни «Ґрунтознавство» є надання майбутнім фахівцям теоретичних і практичних знань щодо складу, стану, будови і властивостей ґрунтів та техногенних ґрунтових утворень, закономірностей їх формування і розвитку, що використовують для сільськогосподарських потреб та як основу, середовище або матеріал для зведення будівель та інженерних споруд.

Завданням навчальної дисципліни «Ґрунтознавство» є систематичне викладення знань і методики визначення генетичних типів і видів ґрунтів, їх просторового положення, а також основних показників властивостей та стану ґрунтів із метою їх класифікації та виділення на ділянках, що вивчаються, інженерно-геологічних елементів; визначення кількісних показників міцності та інших фізико-механічних властивостей ґрунтів із метою їх використання при проектуванні різноманітних інженерних споруд; прогнозування можливих змін властивостей ґрунтів під антропогенним тиском із метою розробки науково - обґрунтованих заходів щодо їх захисту; використання різноманітних методів поліпшення фізико-механічних властивостей ґрунтів із метою забезпечення екологічної стійкості ґрунтів як важливого компонента біогеоценозу..

Об'єктом вивчення «Ґрунтознавства» є поверхнева частина земної кори як компонента довкілля та середовища життя і діяльності людини.

Предметом вивчення «Ґрунтознавства» є склад, стан, будова й властивості ґрунтів і складених ними ґрунтових товщ (тіл і масивів), закономірності їх формування й просторово-часової зміни під впливом природних й антропогенних сучасних геологічних процесів і геологічних процесів, що прогнозуються.

Начальна дисципліна «Ґрунтознавство» займає базове місце в **структурно-логічній схемі** підготовки фахівця за освітньо-кваліфікаційним рівнем „бакалавр з охорони навколишнього середовища”, оскільки є дисципліною, що використовує

досягнення та методи фундаментальних і прикладних наук, зокрема: фізики, математики, хімії, біології, гідрогеології, геології та багатьох інших, і тісно пов'язана з практичною діяльністю людини. Навчальна дисципліна «Ґрунтознавство» має **прикладний професійно-орієнтований характер.**

При вивченні дисципліни «Ґрунтознавство» студентам необхідні знання з таких навчальних дисциплін, як «Фізика», «Вища математика», «Хімія», „Хімія з основами біогеохімії”, „Геологія з основами геоморфології”, «Загальна екологія та неоекологія», «Гідрологія», „Метеорологія та кліматологія”, « Екологічне право » та „Моніторинг довкілля”. Дисципліна «Ґрунтознавство» є базою і підґрунтям для вивчення таких навчальних дисциплін, як „Ландшафтна екологія”; „Екологічна експертиза”; „Управління природоохоронною діяльністю”; „Техноекологія” і „Заповідна справа”.

Курс лекцій з навчальної дисципліни «Ґрунтознавство» розроблено з врахуванням того, що слухачі вищих навчальних закладів МНС України, відповідно до наказу Міносвіти №420 від 02.12.1998 р. та освітньо-професійних програм підготовки, при реалізації робочих навчальних планів освітньо-кваліфікаційного рівня бакалавр вивчають загальні питання охорони навколишнього природного середовища основних професійно орієнтованих дисциплін. Курс лекцій розроблено на основі Програми, що затверджена МОН України і базується на засадах інтеграції теоретичних знань і практичних вмінь, отриманих під час навчання, та набутому життєвому досвіді.

Модуль 1. Ґрунти в біосфері. Фактори та особливості ґрунтоутворюваного процесу.

Розділ 1. Предмет і завдання ґрунтознавства.

Лекція № 1

Тема : « Предмет і завдання ґрунтознавства. Ґрунт як багатокomпонентна система»

План

- 1.1. Ґрунтознавство як наука, його основні положення.
- 1.2. Методологія і методи дослідження ґрунту.
- 1.3 Ґрунт та місце ґрунту у природі та діяльності людини.
- 1.4 Значення ґрунтознавства для фізичної географії, екології та охорони навколишнього середовища.
- 1.5 Фазовий склад ґрунту. Основні терміни та визначення.
- 1.6 Тверда компонента ґрунтів.

Висновки

1.1. Ґрунтознавство як наука, його основні положення

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.

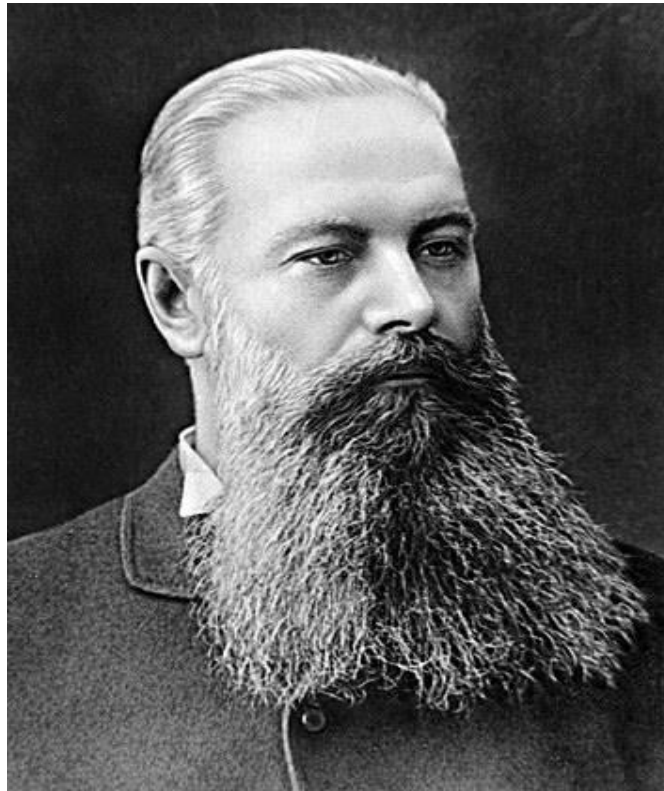


Рисунок 1.1 – В.В. Докучаєв

Отже, *грунтознавство* – 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.

У процесі вивчення ґрунтів і ґрунтового покриву планети ґрунтознавство торкається інших природничих наук, 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. Методологія і методи дослідження ґрунту

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. Різними елементами 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.



Рисунок 1.2 – Профіль ґрунту

Морфологічний метод – ефективний спосіб пізнання властивостей ґрунту за зовнішніми ознаками: забарвленням, структурою, складом, 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.

1.3. Ґрунт і місце ґрунту у природі та діяльності людини

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 ґрунтотворні

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). Акумуляція 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 за 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, можна передбачити райони їх концентрації. Ґрунти мають різноманітні інженерно-геологічні властивості. 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).

1.4. Значення ґрунтознавства для фізичної географії, екології та охорони навколишнього середовища

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

грунтоутворення.

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, гази, розчини і твердофазні сполуки.

У всіх біокосних системах гази і розчини 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 як ТПФ виступають органічні, мінеральні та органо-мінеральні сполуки. В атмосферних біокосних системах (екосистемах атмосфери) газовокомпонентарна 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 тяж, 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 ґрунотворної 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.

1.5. Фазовий склад ґрунту. Основні терміни та визначення

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 полікомпонентна 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).



Рисунок 1.3 - Г.М.Висоцький

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.



Рисунок 1.4 – Черви



Рисунок 1.5 – Кореневі системи живих рослин

Завдяки тісному взаємозв'язку між фазами ґрунт 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.

1.6. Тверда компонента ґрунтів

Природні ґрунти, в основному, є продуктами фізичного і хімічного вивітрювання скельних гірських порід літосфери. Головною особливістю ґрунтів є їх роздробленість, тобто ґрунт складається з окремих твердих часток різної крупності, які представлені різноманітними мінералами (агрегатами) або уламками вихідних скельних порід. Мінерали, які відіграють найбільш важливу роль в створенні і будові ґрунтів, мають назву *породоутворюючих*.

За характером структурних зв'язків між агрегатами або уламками ґрунти поділяються на два класи: *скельні*, з жорсткими кристалізаційними або цементаційними зв'язками хімічної природи, та *нескельні* (дисперсні) – без жорстких зв'язків, в яких переважають зв'язки фізичної природи.

Скельні ґрунти суттєво відрізняються від нескельних умовами походження (генезисом), характером внутрішніх зв'язків і властивостями. За генезисом скельні ґрунти поділяються на чотири групи – магматичні, метаморфічні, осадові зцементовані і штучні (перетворені в природному заляганні). Всі вони володіють міцними кристалізаційними або цементаційними зв'язками, їх інженерно-геологічні властивості більш надійні (це обумовлено насамперед високою міцністю, незначним деформуванням і водопроникністю та високою стійкістю скельних ґрунтів), зазнають менших змін під дією зовнішніх факторів та легше вивчаються, ніж властивості нескельних ґрунтів.

Нескельні (дисперсні) ґрунти поділяються на п'ять груп – осадові органо-хімічні та слабозцементовані зв'язні, осадові глинисті, лесові та інші зв'язні ґрунти, осадові уламкові (незв'язні) ґрунти, сучасні осади водоймищ і штучні дисперсні ґрунти (ущільнені в умовах природного залягання, насипні та наливні).

У цілому, дисперсні ґрунти являють собою природні утворення, що складаються з мінеральної частини (скелету) і пор-порожнин (замкнених або тих, що сполучаються), які заповнені водою (в різних видах і станах) і газом (в тому числі атмосферним повітрям). До складу окремих видів ґрунтів також можуть входити органо-мінеральні й органічні сполуки. Співвідношення складових компонентів – твердої, рідкої та газоподібної й визначають фазовий стан ґрунту – рідка компонента є

дисперсним середовищем, а тверда – дисперсною фазою. Завдяки тому, що розміри твердих часток і мінералів, які входять до складу ґрунтів, розрізняються як за величиною так і за складом, дисперсні ґрунти відносять до полімінеральних та полідисперсних систем.

Двокомпонентний (двофазовий) стан відповідає повному гідравлічно безперервному заповненню пор водою (стан ґрунтової маси) або газом; **трьохкомпонентний** – частковому заповненню об'єму пор водою і газом; **чотирьохкомпонентний** – частковому заповненню об'єму пор водою, газом і льодом (стан мерзлого ґрунту). Трьохкомпонентний стан є найбільш характерним для більшості видів ґрунтів.

Тверда компонента ґрунту складається з різноманітних мінералів, органічної речовини, органо-мінеральних сполук та води у твердому стані. При інженерно-геологічному вивченні гірських порід досліджуються тільки головні породоутворюючі мінерали, які містяться в породах у значній кількості та мають значний вплив на їх властивості.

Основними породоутворюючими мінералами в **магматичних гірських породах** є первинні мінерали – кварц, польові шпати, авгіт, слюда, рогова обманка та олівін.

До складу **метаморфічних гірських порід** входять як первинні - кварц, польові шпати, слюда, так і вторинні мінерали - тальк, хлорит тощо.

До складу **осадових гірських порід** можуть входити всі найбільш розповсюджені породоутворюючі мінерали – первинні (кварц, польові шпати, слюда тощо) та вторинні (кальцит, гіпс, ангідрит, доломіт і глинисті мінерали), а також органічна речовина й органо-мінеральні сполуки.

Властивості мінералів залежать від хімічного складу, структури кристалічної решітки та характеру зв'язку між атомами, молекулами й іонами.

У кристалічних структурах основних породоутворюючих мінералів переважають такі типи хімічних зв'язків, як ковалентний, іонний, водневий та молекулярний. Особливістю структурних зв'язків хімічної природи є те, що хімічний зв'язок безпосередньо здійснюється периферійними електронами атомів, так званими «валентними електронами». Характер взаємодії цих електронів може бути різним у залежності від величини електронегативності взаємодіючих атомів.

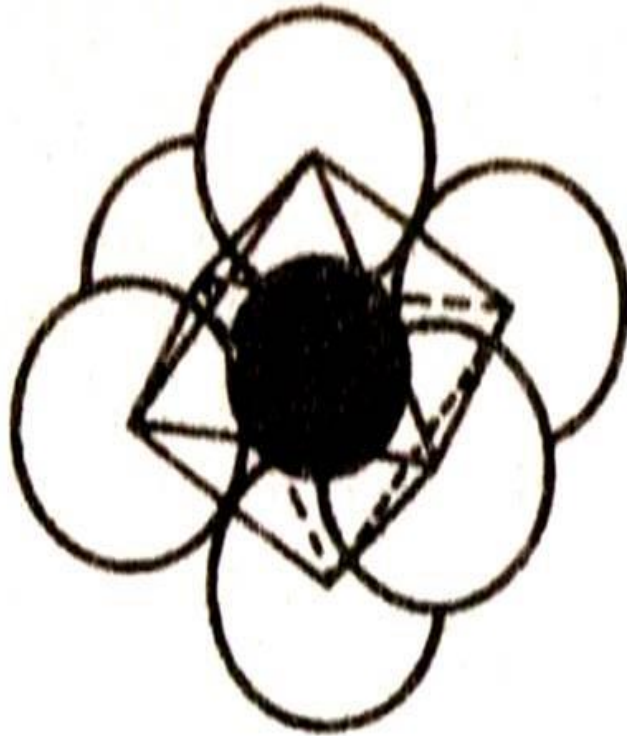


Рисунок 1.6 – Хімічні зв'язки в ґрунті

Іонний зв'язок характерний для атомів, що мають різні значення електронегативності. При взаємодії цих атомів валентні електрони переходять від атома з меншою електронегативністю до атома з більшою електронегативністю. У результаті утворюються два протилежно заряджених іони, між якими під впливом кулонівського тяжіння виникає іонний зв'язок. Іонні зв'язки обумовлюють характерні властивості простих солей (галоїдів, карбонатів, сульфатів).

Ковалентний зв'язок характерний для атомів, що мають близькі або однакові значення електронегативності. Зв'язок у цьому випадку формується за рахунок спільного використання пари електронів, які переходять з орбіти одного атома на спільну орбіту обох атомів. Спільні електрони обумовлюють міцний зв'язок між атомами, який відіграє основну роль у формуванні силікатів.

У сполуках, що містять водень (органічні речовини, вода, лід тощо), може проявлятися **водневий зв'язок**. Такий зв'язок утворюється за рахунок атома водню, що знаходиться між двома атомами та який ковалентно зв'язаний з одним атомом і може одночасно взаємодіяти із суміжним атомом іншої молекули. Водневий зв'язок має електростатичну природу й значно менший за своєю енергією, ніж ковалентний або іонний. Він характерний для найбільш електронегативних елементів типу кисню,

фтору тощо, а також для глинистих мінералів.

Молекулярний зв'язок виникає за рахунок поляризації молекул, якщо вони знаходяться на відстанях, які значно перевищують їх іонні радіуси. Молекулярні сили беруть участь у формуванні зв'язків усіх мінералів, але найбільш поширені в глинистих мінералах. Це найбільш слабкий зв'язок серед вищерозглянутих .

Виходячи з переважаючого типу зв'язків хімічної природи, всі мінеральні утворення, що складають тверду фазу ґрунту, можна розділити на 5 груп сполук:

- мінерали класу первинних силікатів;
- прості солі;
- глинисті мінерали;
- органічна речовина й органо-мінеральні комплекси;
- лід.

У першій групі мінералів переважають зв'язки іонно-ковалентного типу, у другій - іонні зв'язки. Щодо останніх 3-х груп, то в них поряд з іонними й ковалентними значну роль у формуванні їх властивостей відіграють водневі та молекулярні зв'язки.

Загалом ґрунт складається з твердої, рідкої (ґрунтовий розчин), газоподібної та живої (ґрунтова флора та фауна) частин. Ґрунти поділяються на генетичні типи (наприклад підзолисті, сірі лісові, сіроземи, чорноземи).

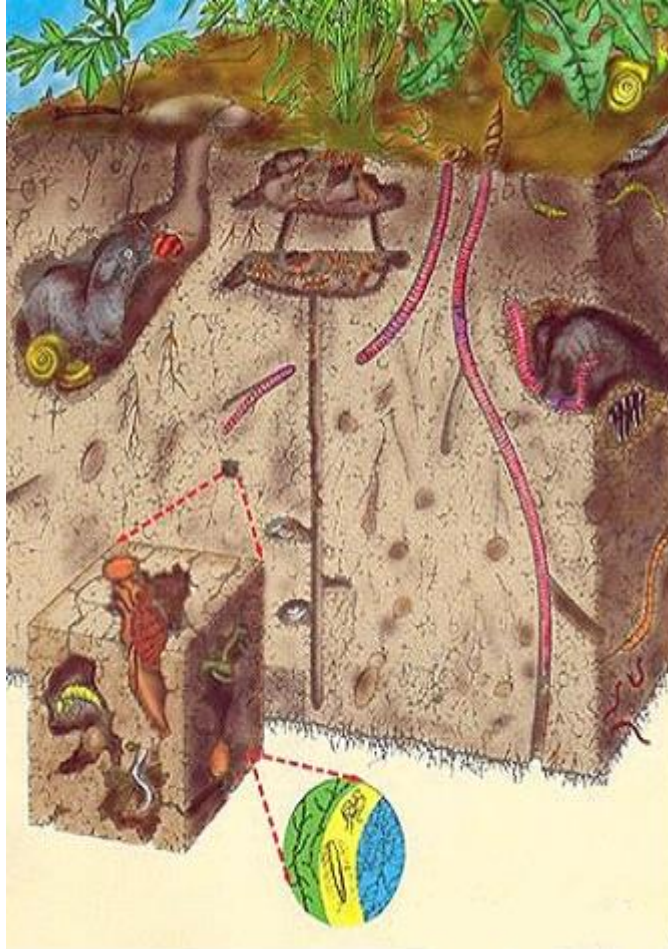


Рисунок 1.7 – Складові фази ґрунту

Серед осадово-зцементованих ґрунтів виділяють підгрупу хемогенних і органогенних (кременисті, карбонатні, сульфатні і галоїдні) та підгрупу уламкових зцементованих ґрунтів (крупно-уламкові, піщані, пилюваті і глинисті).

Клас дисперсних включає осадові незцементовані і штучні ґрунти. Перші поділяють на незв'язні і зв'язні.

Штучні ґрунти класифікують за способом перетворення породи в скельний ґрунт, що визначається в основному особливостями вихідних порід. Ця група включає штучно змінені, ущільнені, культурні шари, насипні та наливні ґрунти.

Окремий клас порід — мерзлі ґрунти.

Крім загальної класифікації ґрунтів, є ряд спеціальних класифікацій на основі складу, будови, стану або окремих їх властивостей, регіональні та галузеві класифікації.

Серед найважливіших властивостей ґрунтів виділяють фізичні (густина, щільність, теплопровідність, електропровідність, магнітні властивості, діелектрична

проникність тощо), фізико-хімічні (розчинність, адсорбційні і корозійні властивості, здатність набухати (набрякливість), клейкість, пластичність та механічні властивості (пружність, загальна деформованість, стисливість, міцність на одноосьове стиснення, на розрив, опір зсуву, реологічні властивості).

Висновки

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.

Основні розділи ґрунтознавства: 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.

Ґрунтознавство як наука використовує два основні методичні принципи: історико-геоморфологічний та ґрунтово - геохімічний. Для аналізу речовинного складу ґрунтів (гранулометричного, мінералогічного, хімічного тощо) використовуються лабораторно-експериментальні методи (фізичні, фізико-хімічні, хімічні й біологічні аналізи).

Ґрунт – середовище й умова існування рослинності, тварин і мікроорганізмів, забезпечує постійну взаємодію великого геологічного та малого біологічного кругообігу (циклів) речовин на земній поверхні, регулює хімічний склад атмосфери й гідросфери, регулює біосферні процеси шляхом динамічного відновлення ґрунтової родючості, акумулює активну органічну речовину й пов'язану з нею хімічну енергію на земній поверхні. Ґрунт – основний засіб і об'єкт праці в сільськогосподарському виробництві.

Ґрунт складається з твердої, рідкої, газової та живої фаз. Завдяки тісному взаємозв'язку між фазами ґрунт функціонує як єдина система. Співвідношення між об'ємами та масами твердої, рідкої та газоподібної фаз визначає умови прояву

грунтової родючості, залежить від ґрунтових і кліматичних умов, а також від характеру рослинного покриву.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Дайте коротку характеристику основних етапів розвитку ґрунтознавства.
3. Визначте місце та роль ґрунту в природі та діяльності людини. Значення ґрунтознавства для біології, сільського господарства та фізичної й економічної географії.

Питання для самоконтролю:

1. Охарактеризуйте ґрунтознавство як науку, його основні положення.
2. Обґрунтуйте зв'язок ґрунтознавства з іншими науками і назвіть основні розділи ґрунтознавства.
3. Дайте порівняльну характеристику основних методів вивчення ґрунту.
4. Назвіть головні методологічні принципи генетичного ґрунтознавства.
5. Назвіть основні методи досліджень, які використовуються в ґрунтознавстві.
6. Обґрунтуйте поняття "ґрунт – дзеркало ландшафту".
7. Чому ґрунт є основним засобом виробництва у сільському господарстві?
8. Дайте коротку характеристику фазового складу ґрунту.
9. Характер структурних зв'язків між агрегатами або уламками ґрунтів.
10. Розкажіть про склад твердої компоненти ґрунту.
11. Які типи хімічних зв'язків у кристалічних структурах основних породоутворюючих мінералів?
12. Визначте поняття "ґрунт", охарактеризуйте етапи його становлення.
13. Визначте місце ґрунту в наземних екосистемах.

Лекція № 2

Тема: „Поняття про природну систему, її будову, властивості та структурну організацію”

План

2.1. Біосфера Землі, її характерні особливості.

2.2. Поняття про природну систему, її будову, властивості та структурну організацію.

Висновки.

2.1. Біосфера Землі, її характерні особливості

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. *В.І. 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.2.1).

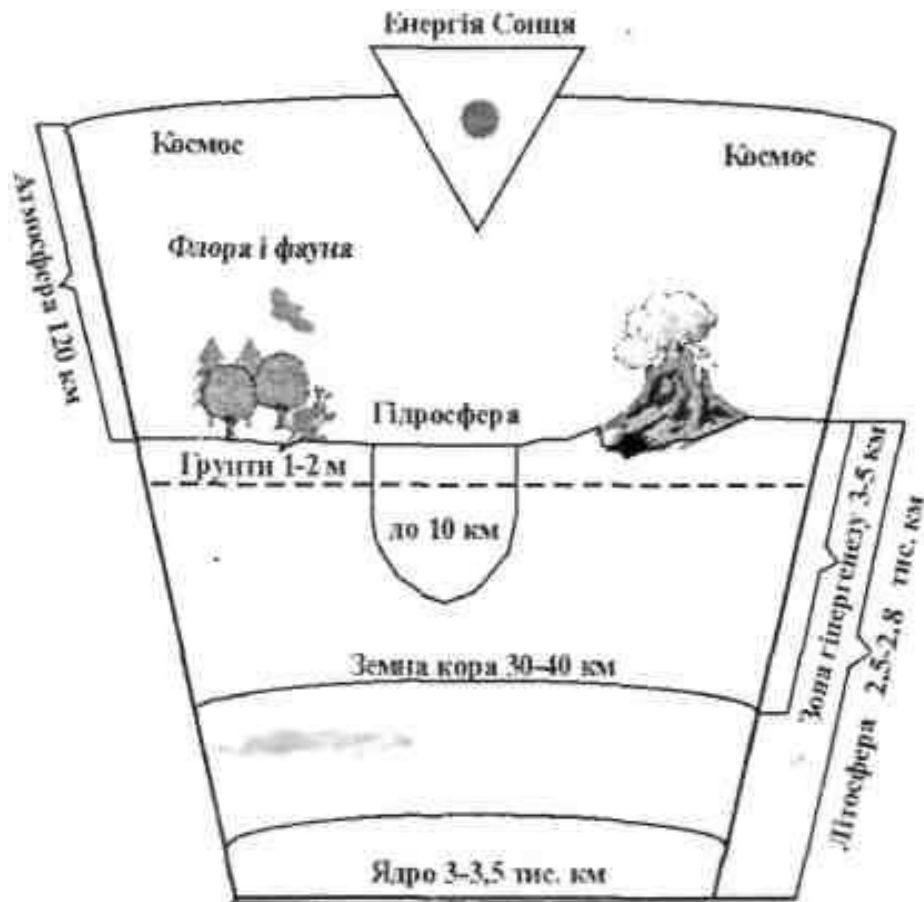


Рисунок 2.1 - Межі компонентів біосфери

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.

2.2. Поняття про природну систему, її будову, властивості та структурну організацію

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 Берталанфі* та російських академіків *І.П. Косигіна* і *В.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. 2.2).



Рисунок 2.2 - 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.2.3).

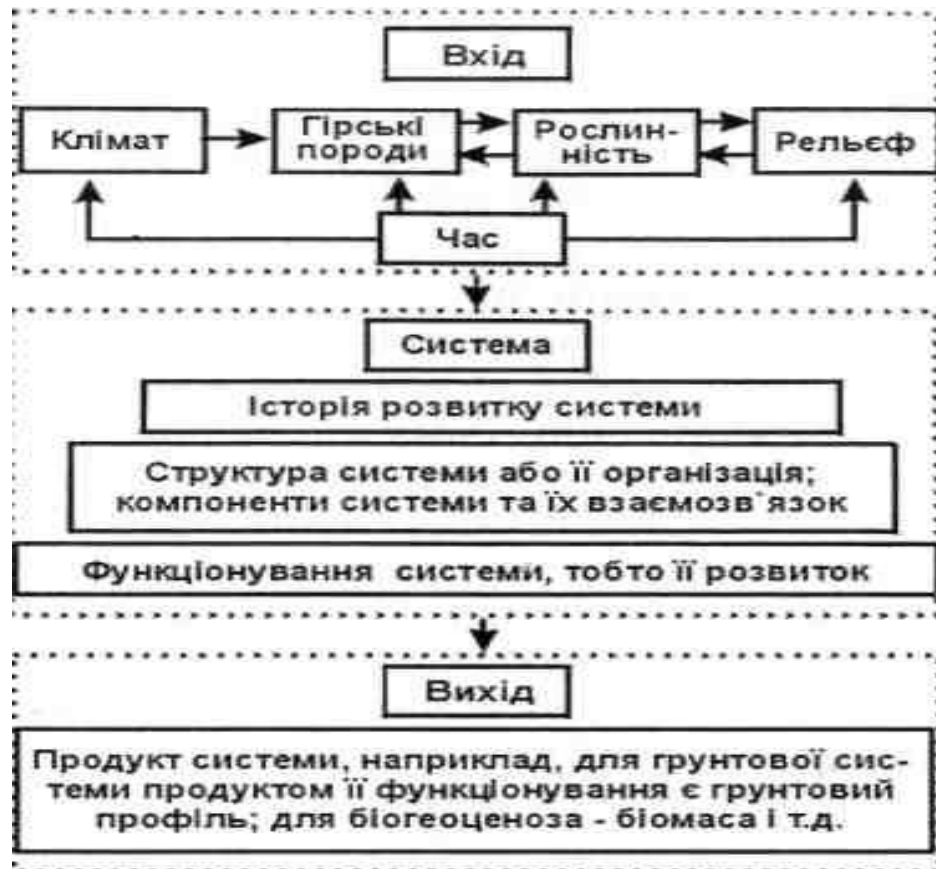


Рисунок 2.3 - Блок-схема природної системи

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*.

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 однією 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.

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 біогеохімічні 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;
- д) накопичення континентальних та океанічних осадів;
- е) метаморфізм осадів;
- ж) 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.

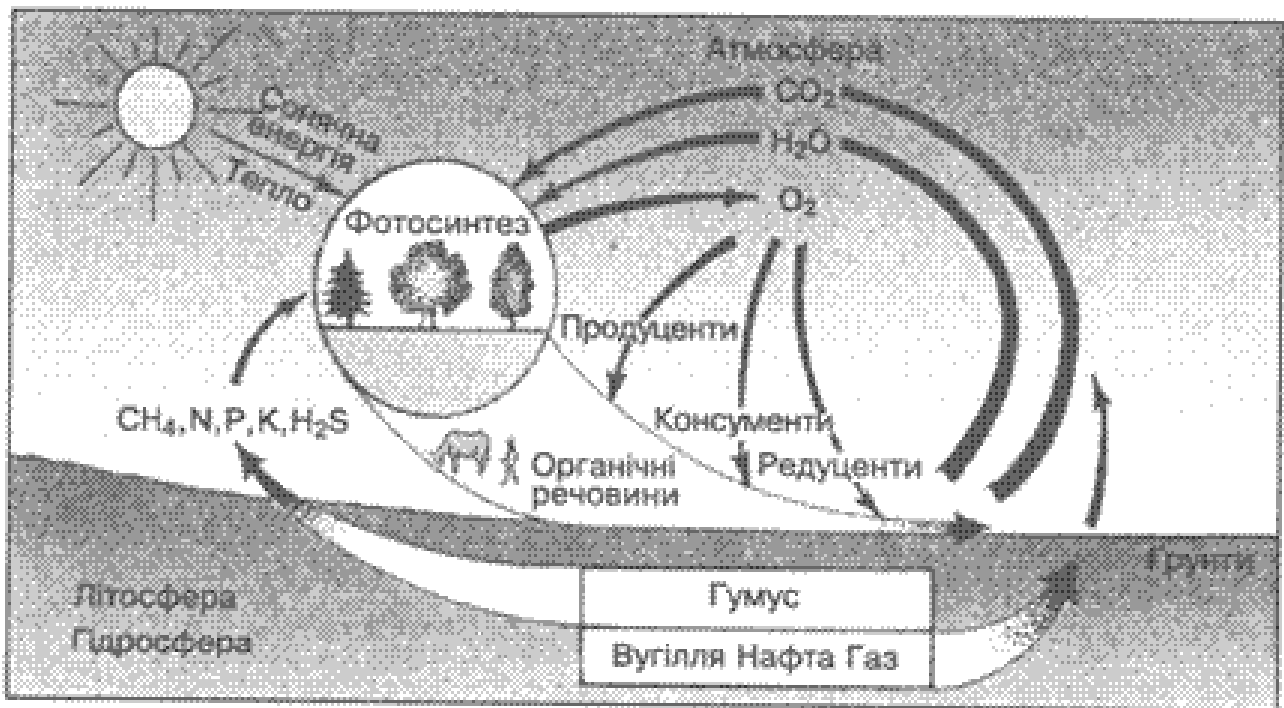
Середній модуль денудації – це загальний виніс речовин з суші площею 1 км кв.

Він дорівнює 48947 млрд.т/рік: $130 \text{ млн.км кв} = 375,5 \text{ т/км кв рік}$, 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.

Геологічний і біологічний кругообіги речовин разом склали біогеохімічний кругообіг, з'єднавши в ньому водночас величезну потужність першого й надзвичайні швидкість та активність другого (рис.4) . Біогеохімічний кругообіг «налагоджувався» приблизно 1,5—2 млрд. років, потім стабілізувався, суттєво не змінюючись протягом більш як 2 млрд. років дотепер.



Біологічний кругообіг речовин

Рисунок 2.4 – Біологічний кругообіг речовин

Еволюцію Землі можна умовно поділити на кілька фаз.

Перша фаза. Формування ранньої земної кори, атмосфери та гідросфери. Виникнення геологічного кругообігу речовин. Згідно з найпоширенішою серед астрономів і астрофізиків гіпотезою, Всесвіт виник близько 20 млрд. років тому внаслідок Великого вибуху. Потім утворилася наша Галактика (8 млрд. років тому).

Первинна кора нашої планети Землі утворилася приблизно 4,6 млрд. років тому. Відтоді на її поверхні осідали метеорити й космічний пил. Завдяки ізотопному аналізу таких метеоритних залишків (метеоритного свинцю) вдалося визначити час виникнення земної кори, тобто дату народження нашої планети. З тріщин тонкої кори неперервно вивергалася розжарена лава, а разом із нею — гази. Втримуванні гравітаційними силами, ці гази утворили первинну атмосферу планети. Вона складалася з метану, аміаку, водяної пари, вуглекислого газу, сірководню, ціаністого водню й практично не містила кисню та озону.

Коли поверхня планети охолола, водяна пара почала конденсуватися в атмосфері й випадати першими дощами, розчинюючи численні мінерали земної кори. Поступово

вода накопичувалася, утворюючи океани. На планеті сформувалася гідросфера. Циркуляція атмосферних мас, води й розчинених у ній мінералів, переміщення магматичних продуктів на поверхню планети й знову в її надра породили великий, або геологічний, кругообіг речовин. Закінчувалася перша фаза еволюції нашої планети.

Друга фаза. Передбіологічна (хімічна) еволюція. Протягом цієї фази (4,6—3,8 млрд. років тому) на Землі відбувалися процеси синтезу й накопичення простих органічних сполук, необхідних для існування життя: амінокислот і простих пептидів, азотистих основ, простих вуглеводів. Ці сполуки, «цеглинки життя», виникли внаслідок процесів абіотичного синтезу.

Деякі вчені (в тому числі видатні — *В. І. Вернадський, Ф. Крик*) вважають, що живі організми були занесені на Землю з Космосу або з метеоритами й космічним пилом (гіпотеза панспермії), або «зародки життя» розсилися на зорі геологічної історії Землі якоюсь космічною надцивілізацією для запліднення безживних, але потенційно придатних для життя планет (спрямована панспермія).

Проте більшість біологів та еволюціоністів вважають, що життя на Землі виникло природним шляхом, у результаті процесів абіогенного синтезу. Незалежно від того, яким шляхом з'явилося життя на нашій планеті, жива речовина докорінно змінила її зовнішній вигляд: на Землі виникла біосфера.

Третя фаза. Давня біосфера. Еволюція прокаріотичного світу. Виникнення біологічного кругообігу речовин. Формування кисневої атмосфери. Ця фаза еволюції нашої планети почалася приблизно 3,8—4 млрд. років тому. Рештки перших живих організмів (їхній вік становить 3,8 млрд. років) дійшли до нас у вигляді так званих строматолітів — вапнякових решток синьо-зелених водоростей і актиноміцетів, а також у вигляді осадових порід, у котрих шари двовалентного заліза чергуються з шарами окисненого тривалентного, подібно до того, як це нині спостерігається в «мікробних матах» на узбережжях багатьох субтропічних морів.

Перші живі організми мали примітивну — прокаріотичну — будову, були анаеробами, тобто організмами, які існують у безкисневому середовищі. Вони жили в

морях, «ховаючись» на глибині від згубного ультрафіолетового випромінювання Сонця, оскільки на планеті ще не існувало захисного озонового шару.

Організми-автотрофи для побудови своїх клітин не використовували готові органічні речовини, а самі синтезували їх з неорганічних — вуглекислого газу, води, азотовмісних і фосфоровмісних сполук. Такі процеси потребували значних енергетичних затрат. Необхідну енергію автотрофи діставали або за рахунок окисних реакцій — у процесі хемосинтезу, або в результаті прямого вловлювання й перетворення променистої енергії Сонця — фотосинтезу.

З появою автотрофів на планеті замкнувся цикл біологічного кругообігу речовин, і на мільярди років відступила загроза енергетичного й харчового голоду. Автотрофи, що здатні синтезувати органічні речовини з неорганічних, дістали загальну назву — продуценти, а гетеротрофи, які розкладають органічні сполуки до неорганічних, — редуценти. Водночас виникла ще одна група організмів, котрі використовували готові органічні речовини, не розкладаючи їх до мінеральних, а трансформуючи в інші органічні речовини. Цю групу споживачів — трансформаторів готової органіки — називають консументами. Першими консументами були бактерії, що живились органікою загиблих продуцентів (так званий сапротрофний тип живлення) або вели паразитичний спосіб життя всередині клітин продуцентів чи консументів-сапротрофів.

Отже, жива, речовина (біота) — продуценти, консументи й редуценти — утворила ланцюг живлення (трофічний ланцюг), який через неживу речовину — мінеральні сполуки — замкнувся в коло. Відтоді продуценти синтезували органічні речовини з неорганічних, консументи їх трансформували, а редуценти розкладали до мінеральних сполук, які потім знову споживалися продуцентами для процесів синтезу. З потоку речовин у цьому колі утворився біологічний кругообіг речовин (рис. 2.4.).

Поява фотосинтезуючих продуцентів, окрім усього іншого, мала один важливий наслідок — на Землі сформувалася киснева атмосфера, яка визначила подальші етапи еволюції планети й біосфери.

Основна маса кисню нагромаджувалася в атмосфері, де зрештою окиснювала метан і аміак у вуглекислий газ, вільний азот та його оксиди. З дощами вуглекислий азот і азотні сполуки потрапляли в океан і там споживалися продуцентами. Поступово кисень замінив у атмосфері метан і аміак. Частина кисню під впливом сонячного світла й електричних розрядів у атмосфері перетворювалася на озон. Молекули озону, концентруючись у верхніх шарах атмосфери, прикрили поверхню планети від згубної дії ультрафіолетового випромінювання, що йшло від Сонця. У цей час у Світовому океані серед бактерій виникли види, здатні спочатку тільки захищатися від розчиненого у воді кисню, а в подальшому «навчилися» використовувати його для окиснення глюкози й одержання додаткової енергії. На зміну низькоефективним процесам бродіння й гліколізу прийшов енергетично набагато вигідніший процес кисневого розщеплення простих цукрів. Організми, що діставали енергію цим шляхом, не лише не отруювалися киснем, а навпаки, мали від нього користь. Такі організми названо аеробними. Оскільки шар озону захищав тепер клітини від ультрафіолетового випромінювання, аероби почали колонізацію багатих на кисень поверхневих шарів Світового океану та його мілководь — шельфу. Жива речовина заселила всю гідросферу.

Четверта фаза. Виникнення еукаріот. Заселення суші. Сучасна біорізноманітність органічного світу. Ця важлива фаза в розвитку нашої планети та її біосфери ознаменувалася виникненням істот принципово нового типу — побудованих з еукаріотичних клітин. Еукаріотичні клітини значно складніші за прокаріотичні. Завдяки здатності до статевого процесу, еукаріоти еволюціонують набагато швидше за прокаріот і мають більший адаптивний потенціал, а отже, краще пристосовуються до змін умов існування. Перші еукаріоти були гетеротрофними одноклітинними організмами. Вони, шляхом залучення до своєї клітини прокаріотичних фотоавтотрофів, поклали початок еукаріотичним одноклітинним водоростям. У подальшому від автотрофних і гетеротрофних еукаріот відокремилося кілька груп грибів. Окрім того, одноклітинні гетеротрофні прокаріоти є родоначальниками багатоклітинних безхребетних тварин.

З виходом живої речовини на сушу прискорилися процеси вивітрювання гірських порід. Відтоді не лише коливання температури, дощі та вітри руйнували гірські масиви, а й величезна армія рослин, бактерій, грибів і лишайників подрібнювала, розпушувала, розчиняла мінерали. Консументи-тварини, споживаючи продуцентів, швидко переносили вміщені в органічній речовині елементи на значні відстані, редуценти вивільняли, розкладали, перевідкладали органіку консументів. Частина вивільнених мінеральних і напівперероблених органічних речовин трансформувалася в гумус, утворюючи родючі біокосні системи — ґрунти. Те, що не поверталось в біологічний кругообіг або не запасалося в ґрунті, змивалося дощами в річки й виносилося в Світовий океан, де споживалося, концентрувалось або перевідкладалося у вигляді осадових порід мешканцями гідросфери. Тектонічні переміщення земної кори повільно виносили осадові породи на поверхню, роблячи нагромаджені в них речовини знову доступними для живої речовини літосфери.

Енергія Сонця й сили гравітації рухають два кругообіги речовин: біологічний та геологічний (рис. 2.5.). Біологічний кругообіг швидкий і розімкнений: початкова й кінцева ланки замикаються через доступні неорганічні речовини. Геологічний кругообіг повільний і замкнений. Частина речовин із біологічного кругообігу надходить у геологічний у вигляді відмерлих решток, утворюючи осадові породи, які з часом під впливом тиску, температури та інших факторів трансформуються в граніти. Тектонічні підняття спричинюють винесення частини гранітних порід на поверхню. Граніти вивітрюються, й, як наслідок, утворюється фонд доступних речовин, що в подальшому знову залучається до біологічного кругообігу.

Процеси кругообігу речовин у біосфері здійснюються збалансовано. Переважна більшість речовин, залучених до біологічного кругообігу, повертається в мінеральний стан і стає доступною для повторного використання живою речовиною. Лише невелика частина відкладається в осадових породах, але ці втрати компенсуються речовинами, які вивільнюються з гірських порід у результаті процесів вивітрювання.

Баланс та узгодженість біологічного й геологічного циклів досягаються завдяки живій речовині: за рахунок тривалих процесів видоутворення в разі появи нових

ресурсів чи нових умов середовища й за рахунок формування численних прямих, зворотних і непрямих зв'язків між різними організмами та факторами середовища.

Зазвичай прискорення вивітрювання гірських порід спричиняє зростання кількості біогенних речовин, що, своєю чергою, стимулює збільшення кількості живої речовини й урешті-решт підвищує інтенсивність процесів винесення речовин у Світовий океан.

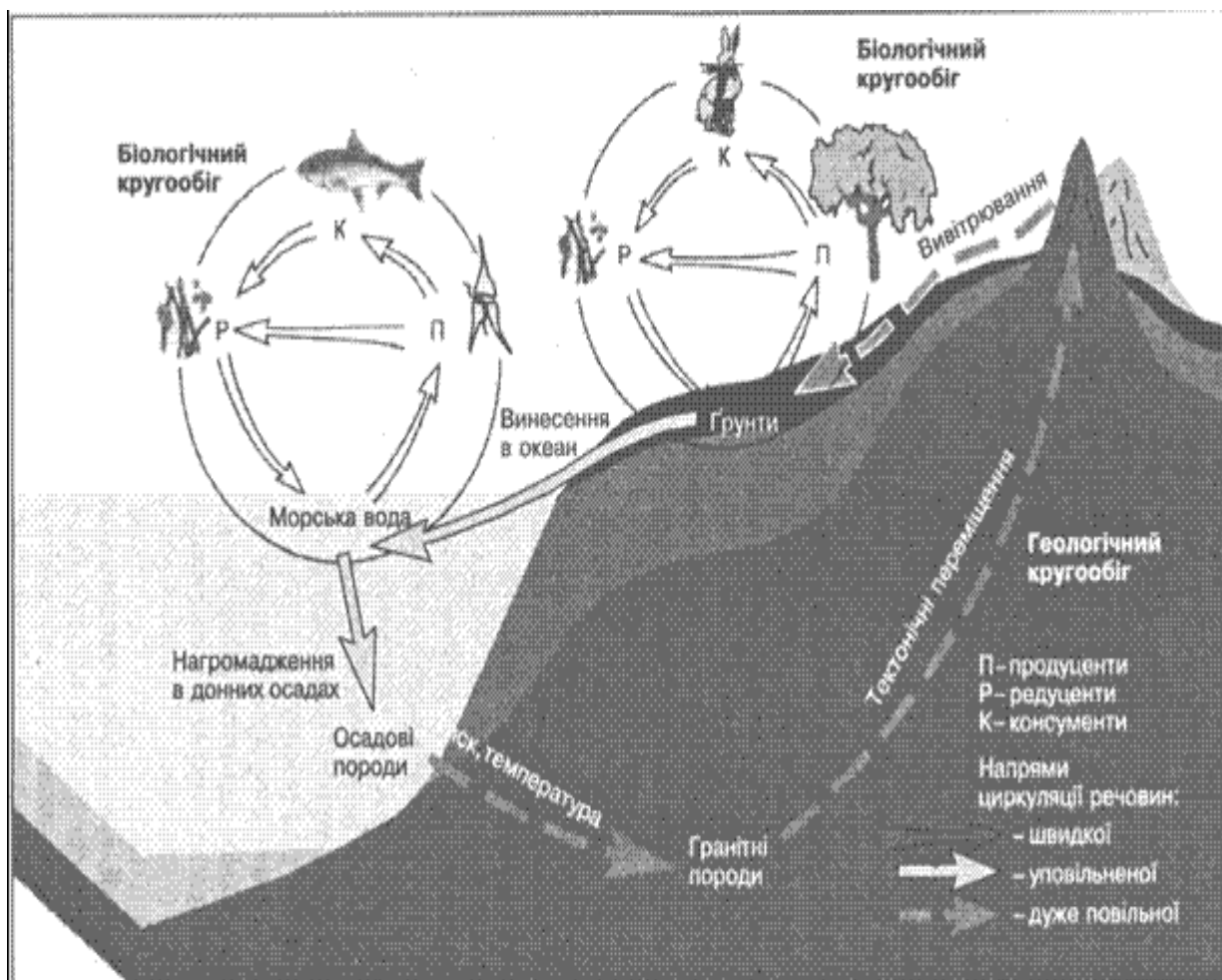


Рисунок 2.5 – Біологічний та геологічний кругообіги

Висновки

Біосфера – найбільш високоорганізована природна система на нашій планеті. Вона складається з таких компонентів: атмосфери, гідросфери, літосфери, педосфери. Для кожного компонента характерні свої рівні організації. Границі розповсюдження живої речовини визначають границі біосфери.

До появи життя на Землі протікали тільки геохімічні 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.

Природна система – це сукупність компонентів (елементів), які знаходяться у певних відношеннях і зв'язках між собою й утворюють визначену єдність і цілісність. Кожна природна система характеризується стійкістю, саморегуляцією, самокореляцією, еволюціонуванням, емерджентністю.

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; д) накопичення континентальних та океанічних осадів; е) метаморфізм осадів; ж) вихід осаджених порід на поверхню з новим циклом вивітрювання, ґрунтоутворення, денудації й осадонакопичення.

Геологічний і біологічний кругообіги речовин разом склали біогеохімічний кругообіг, з'єднавши в ньому водночас величезну потужність першого й надзвичайні швидкість та активність другого. Еволюцію Землі можна умовно поділити на 5 фаз. Баланс та узгодженість біологічного й геологічного циклів досягаються завдяки живій речовині: за рахунок тривалих процесів видоутворення в разі появи нових ресурсів чи нових умов середовища й за рахунок формування численних прямих, зворотних і непрямих зв'язків між різними організмами та факторами середовища.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темами: «Великий геологічний кругообіг речовин» та „Малий біологічний кругообіг речовин”.
3. Підготувати самостійно тему: „ Місце та роль ґрунту в природі й діяльності людини”.

Питання для самоконтролю:

1. Вчення В.І.Вернадського про біосферу.
2. Дайте пояснення терміну „природна система”.
3. Етапи геологічного кругообігу речовин.
4. Розкажіть про геологічний і біологічний кругообіги речовин.

Розділ 2. Вивітрювання, ґрунтоутворюючі породи і мінеральна частина ґрунту.

Лекція № 3

Тема: „Ґрунтоутворюючі породи і мінеральна частина ґрунту”

План

Вступ.

3.1 Вивітрювання гірських порід.

3.2 Ґрунтоутворюючі породи та їх категорії.

Висновки.

Вступ

Ґрунт формується на продуктах вивітрювання гірських порід, які є важливим фактором ґрунтоутворення. Для розуміння ґрунтоутворення необхідні чіткі уявлення про склад ґрунтоутворних порід і мінералів, які містяться в них, а також про процеси перетворення гірських порід і мінералів на поверхні літосфери.

Мінеральна частина зазвичай складає до 90-97% маси ґрунту. Мінералогічний склад ґрунту пов'язаний з мінералогічним складом гірських порід, на яких відбувається ґрунтоутворення. Він успадковується від породи і лише частково трансформується в процесі педогенезу.

Мінералогічний склад ґрунтоутворних порід і ґрунтів представлений первинними та вторинними мінералами. *Первинні мінерали* представлені скелетними й крупнопіщаними частинками, що є продуктами механічного руйнування магматичних і метаморфічних порід. *Вторинні мінерали* – глинистими й колоїдними частинками, що є продуктами вивітрювання первинних під дією кліматичних і біологічних факторів. Загальна кількість мінералів, що містяться в ґрунті, обчислюється сотнями, але найчастіше зустрічаються 50-60 видів. Первинні мінерали представлені переважно частинками крупнішими за 0,001 мм, вторинні – меншими за 0,001 мм. Перші за масою звичайно переважають.

Таблиця 3.1 - Класифікація ґрунтоутворюючих порід

Фракція	Діаметр часток, мм	Фракція	Діаметр часток, мм
Камінці	>3	Пил:	
Гравій	3 - 1	крупний	0,05 – 0,01
Пісок:		середній	0,010 – 0,005
крупний	1 – 0,5	дрібний	0,005 – 0,001
середній	0,50 – 0,25	Мул:	
дрібний	0,25 -0,05	грубий	0,001 – 0,0005
		тонкий	0,0005 – 0,0001
		Колоїди	<0,0001

3.1. Вивітрювання гірських порід

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.

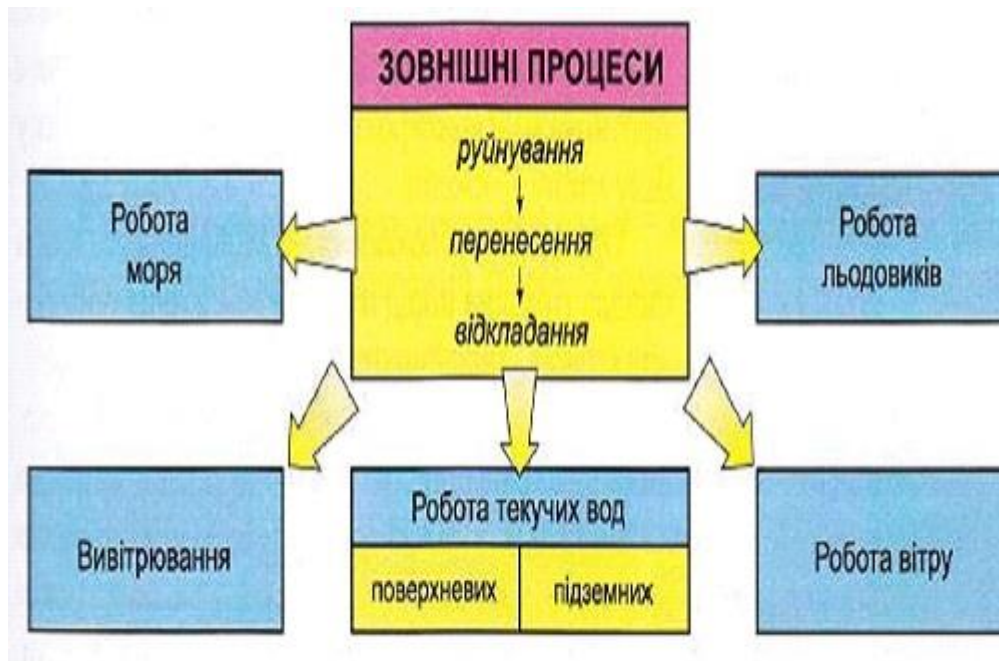


Рисунок 3.1 – Зовнішні процеси ґрунтоутворення

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 вивітрювання пов'язана з фізико-механічними факторами впливу: зменшенням тиску після виходу породи на поверхню; бічним тиском на уламок породи, зумовленим 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.

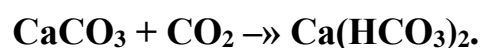
Фізичне вивітрювання прискорюється при наявності води, яка, потрапляючи в тріщини гірських порід, створює капілярний тиск (у тріщинах розміром 1 ммк тиск складає 1500 кг/см кв). Ще більша руйнівна сила води при замерзанні, коли вона розширяється на одну десяту об'єму й створює тиск на стінки порід 890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

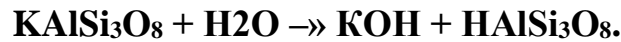
Хімічне вивітрювання – це процес хімічного руйнування гірських порід і мінералів, який супроводжується утворенням нових мінералів. Найінтенсивніше хімічно вивітрюються магматичні породи, що утворились при нестачі води та кисню. Агентами хімічного вивітрювання є вода, кисень і вуглекислий газ. Підвищення 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 CO розчинність його різко зростає через перехід карбонату в бікарбонат:

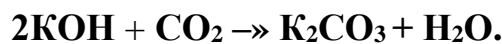


У процесах хімічного вивітрювання велике значення має *гідроліз* – хімічна реакція води з мінералами. Гідроліз призводить до заміщення катіонів лужних та лужноземельних металів кристалічної решітки на іони водню дисоційованих молекул H_2O . Наприклад, гідроліз ортоклазу відбувається за такою схемою:

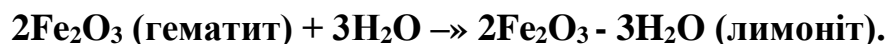
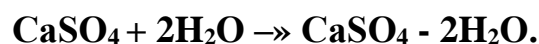


Утворення KOH зумовлює лужну реакцію розчину, при якій проходить подальше руйнування кристалічної ґратки з відокремленням частини кремнезему й утворенням каолініту.

KOH, при наявності CO_2 , 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. Окислюється 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.



Рисунок 3.2 – Біологічне вивітрювання

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 невивітрених скельних порід. Отже, основними ґрунтоутворюючими породами є продукти вивітрювання гірських порід (рис. 3.3).



Рисунок 3.3 - Подрібнення гірської породи в результаті гіпергенезу

Процеси вивітрювання відбуваються дуже повільно. В результаті тривалого вивітрювання, що продовжується багато мільйонів років, утворюються потужні кори (рис.3.4).

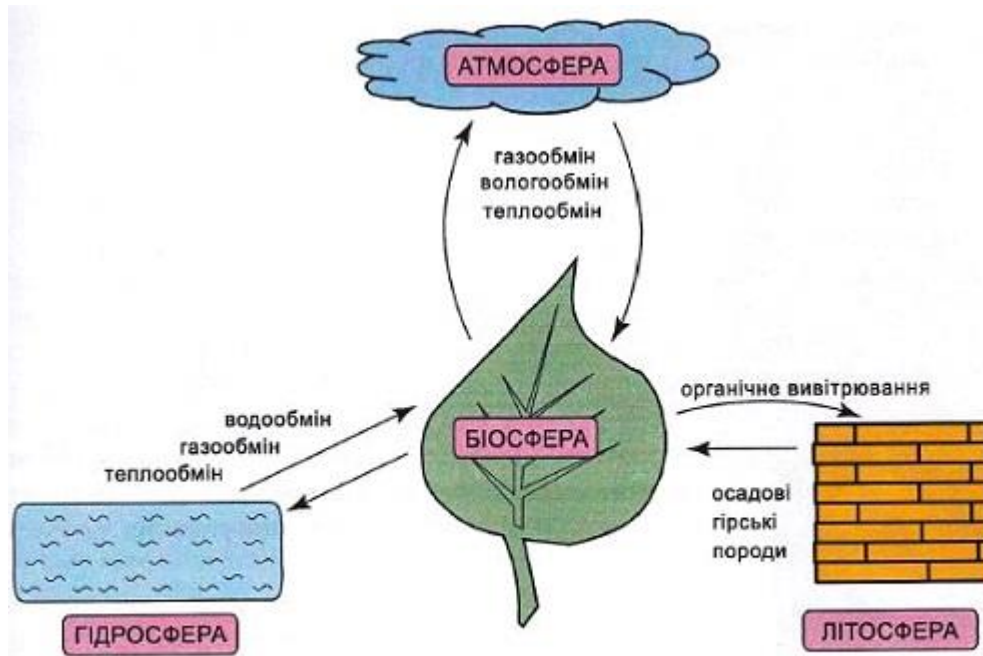


Рисунок 3.4 – Процеси ґрунтоутворення

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.

3.2. Ґрунтоутворюючі породи та їх категорії

Ґрунтоутворюючими, або материнськими, породами називають поверхневі горизонти гірських порід, на яких утворюються ґрунти.

Гірські породи поділяють на магматичні, осадові й метаморфічні.

1. **Магматичні породи** утворюються при охолодженні розтопленої рідкої маси. Вона може бути всередині земної кори (глибинна або інтрузивна), або ж у вигляді витоків лави на земній поверхні (ефузивна). Магматичні породи мають кристалічну будову. На великій глибині породи утворюються з великих кристалів (граніт). На поверхні породи утворюють закриті кристалічні структури із включенням окремих великих кристалів. Магматичні породи складають 96% літосфери, іноді вони зустрічаються як ґрунтоутворюючі породи (Крим, Кавказ).



Рисунок 3.5 – Магматична порода



Рисунок 3.6 – Утворення магматичних порід

2. *Осадіві породи* утворились на земній поверхні шляхом вивітрювання й перевідкладення продуктів вивітрювання магматичних і метаморфічних порід або з відкладень різних організмів. Вони поділяються на три групи: уламкові, хімічні та біогенні.

Уламкові, або кристалічні породи являють собою продукти механічного руйнування різних порід, за розмірами та формою уламків і ступенем цементації вони поділяються на: грубоуламкові, піщані та алевритові. Серед осадових порід хімічного та біогенного походження важливу роль у ґрунтоутворенні відіграють карбонатні відклади: вапняки, мергелі, доломіти.

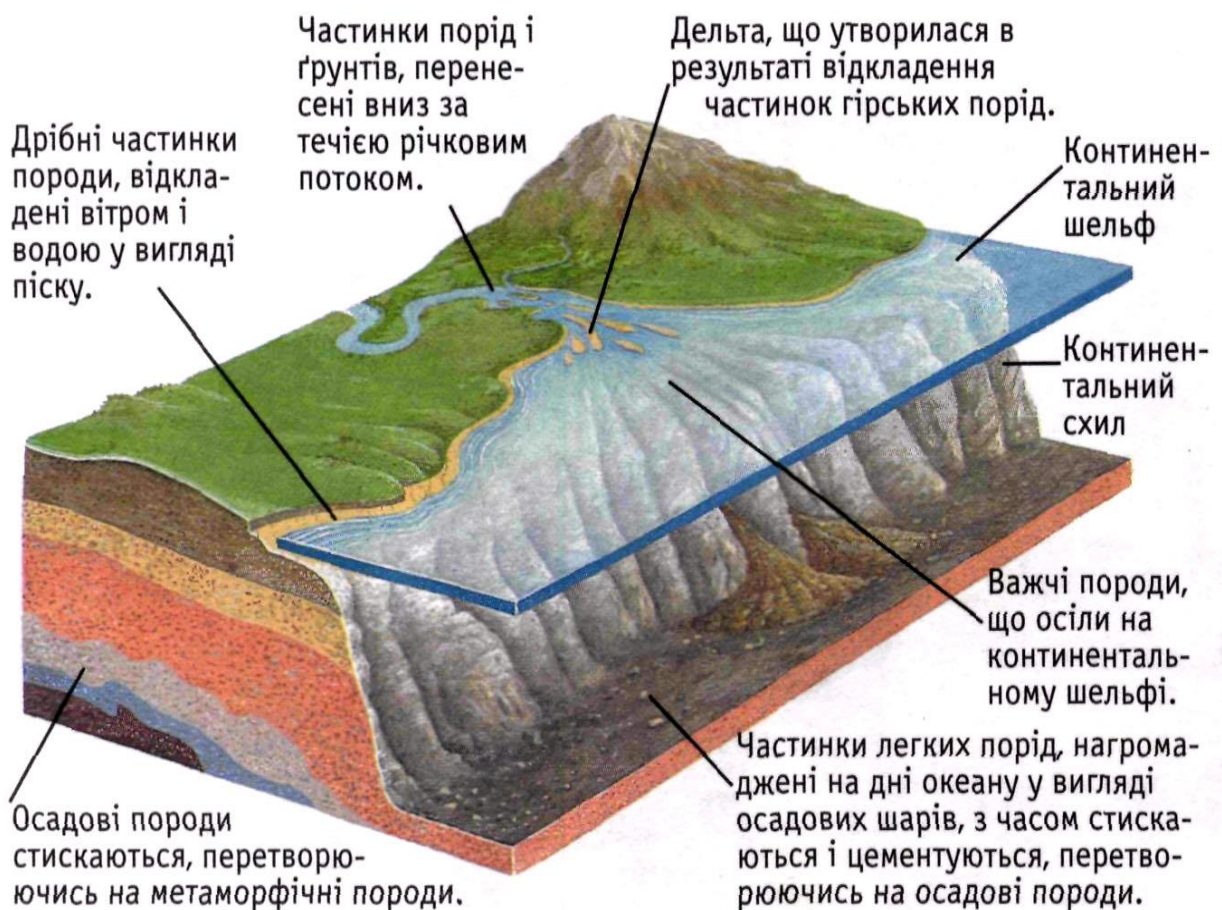


Рисунок 3.7 – Утворення осадових порід

Давні осадові породи, які утворились у дочетвертинний період, із часом втратили пухкість, шпаруватість і є переважно щільними породами. Молоді осадові породи сформувалися у четвертинний період унаслідок вивітрювання корінних порід і перевідкладення продуктів їх руйнування водою, вітром, льодом. Їх утворення продовжується також і в наші дні. На відміну від щільних корінних порід, вони характеризуються сприятливими для ґрунтоутворення властивостями: пухким складенням, пористістю, водопроникністю, повітроємністю і поглинальною здатністю.

3. *Метаморфічні* породи утворюються з осадових у глибоких шарах земної кори під впливом високих температур і високого тиску. До них належать гнейси, різні сланці (глинисті, слюдяні, кремнієві), мармури (утворені з вапняків), кварцити (утворені з піщаників).

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

За генезисом ґрунтоутворюючі породи поділяються на такі категорії: елювіальні, делювіальні, пролювіальні, алювіальні, озерні, льодовикові, леси й лесоподібні суглинки, еолові й морські.

Елювіальними породами, або елювієм, називаються продукти вивітрювання вихідних гірських порід, які залягають на місці їх утворення. Сучасний елювіальний покрив часто називають *корою вивітрювання*. Елювій і кора вивітрювання є синонімами. Ці породи найбільш розвинуті на площинних вододільних просторах. На схилах елювій відсутній. На пухких породах він мало відрізняється за складом і властивостями від вихідної породи. Колір його залежить від вихідної породи й характеру вивітрювання. Характерними ознаками елювію є: тісний зв'язок із вихідною породою; поступовий перехід до неї при спостереженні на вертикальному розрізі.

Делювіальними відкладами, або делювієм, називаються наноси, які утворилися в нижніх частинах схилів унаслідок змиву дощовими й сніговими водами продуктів руйнування порід із верхніх частин цих схилів і, частково, – вододілів. Ознаки: шаруватість і деяка сортованість механічних часток, які входять до його складу: більші осідають вище по схилу, найдрібніші – біля підніжжя схилу. Зустрічається делювій нешаруватий. Механічний склад – піщаний, супіщаний, суглинковий, глинистий – залежить від механічного складу вихідних порід. У місцях, де важко провести межу між делювієм та елювієм, їх об'єднують загальною назвою «елювіально-делювіального утворення».



Рисунок 3.7 - Делювій

Пролювіальні відклади утворюються в гірських місцевостях тимчасовими потоками (селями), які володіють такою силою, що разом із дрібноземом виносять значну кількість несортованого крупноуламкового матеріалу, відкладають його біля підніжжя гір, у міжгірних долинах, в устях річкових долин, утворюючи характерні конуси. Делювій і пролювій широко розповсюджені в гірських і передгірних областях і служать материнськими породами для різних типів ґрунтів.

Алювіальні відклади – це осад проточних вод або заплавні наноси, відкладені при розливах рік. До них належать відклади на дні проточних озер і дельтові відклади. Відрізняються доброю сортованістю матеріалу за величиною частинок. Нерідко серед цих відкладів зустрічаються лінзи торфу, включення залишків рослинних і тваринних організмів, прісноводних і наземних молюсків, деколи кістки хордових. Відрізняються шаруватістю, є прожилки оглеєних і оруднених горизонтів. Типи алювію: русловий, заплавний, старичний. Алювіальні наноси служать материнською породою для різних заплавних ґрунтів, які володіють високою родючістю.

Озерні відклади заповнюють пониження давнього рельєфу й відрізняються оглиненням і шаруватістю, важким гранулометричним складом із великим умістом мулистої фракції. Спостерігаються прошарки сапропеліту, торфу, оглеєння, засолення.

Льодовикові відклади представлені моренами, флювіогляціальними та льодовиково-озерними відкладами.



Рисунок 3.8 - Льодовикові відклади

Моренами називається відклади пухкого уламкового матеріалу, який утворився льодовиком, що рухався. Морена складається із суміші глинистих часток, піску, гравію, щебеню й валунів різного розміру. Виділяють основні, бокові або кінцеві морени. Серед основної розрізняють поверхневу, внутрішню й донну.

Флювіогляціальні або водно-льодовикові відклади зв'язані з діяльністю потужних льодовикових потоків. Витікаючи з-під льодовика, потоки води перемішували моренний матеріал, перевідкладали його за краєм льодовика. Вони характеризуються сортованістю, шаруватістю, безкарбонатністю, не містять валунів, переважно піщані й піщано-галечникові. Ці породи широко розповсюджені на Поліссі. Ґрунти, які сформувалися на цих відкладах, відрізняються низькою родючістю. Вони бідні гумусом, поживними речовинами, мають низьку вологоємність. У замкнених улоговинах, коли флювіогляціальні відклади підстелені глинами, виникає заболочення, формуються болотно-підзолисті ґрунти.

Покривні суглинки поширені в зоні льодовикових відкладів і розглядаються як відклади прильодовикових розливів талих вод. Вони значно розповсюджені в центральних областях Нечорноземної зони Російської Федерації. Для них властиве залягання на морені. Характеризуються жовто-бурим кольором, добре вираженою сортованістю, великим умістом пилюватої фракції, не містять валунів. Переважно безкарбонатні. На цих материнських породах утворилися підзолисті, дерново-

підзолисті, а також сірі лісові ґрунти.

Леси і лесоподібні суглинки мають різний генезис. Їх загальними рисами є: палевий або бурувато-палевий колір, карбонатність. пілувато-суглинковий гранулометричний склад із перевагою крупнопілуватої фракції (0,05-0,01 мм), борошністість, шпаруватість, пухке складення, мікроагрегованість, добра водопроникність. За хімічними й фізико-хімічними властивостям ці породи найбільш сприятливі для розвитку рослин. На них формуються високородючі чорноземні ґрунти, а також сіроземи, каштанові, сірі лісові. Леси найбільш поширені в Україні й у Середній Азії. Лесоподібні суглинки розташовуються в льодовикових і зовнішньо-льодовикових областях, серед покривних суглинків: лісостепові, степові райони. Вони менш карбонатні, зустрічаються також і безкарбонатні.

Еолові відклади утворюються внаслідок акумулятивної дії вітру, яка проявляється особливо інтенсивно в пустелі. До еолових відкладів належать сортовані піщані наноси, які утворюють горби, дюни, бархани.

Морські відклади формуються внаслідок переміщення берегової лінії морів, явищ трансгресії й регресії. Ці явища нерідко спостерігалися в четвертинний період. Відклади характеризуються шаруватістю, сортованістю та значною акумуляцією солей. Зустрічаються у Прикаспійській та інших приморських низинах. На них утворюються засолені ґрунти.



Рисунок 3.9 - Морські відклади

Стійкість до вивітрювання визначається природою мінералів, їх кристалічною

структурою. Первинні мінерали мають структуру іонного типу; іони в кристалах мінералів розташовані у вигляді геометрично правильної просторової решітки, що називається кристалічною, специфічної для кожного мінералу. Взаємне розміщення катіонів та аніонів у кристалічній решітці обумовлюється їх об'ємами або радіусами. Кількість іонів протилежного знака, що оточують даний іон, називається координаційним числом. Чим більший радіус іона, тим більше навколо нього може розміститися протилежно заряджених іонів, без взаємного дотику. Координаційне число визначає форму оточення, або координацію навколо іона, а значить – і основний елемент структури, характер елементарної чашечки мінералу. Координація трикутника має координаційне число 3; тетраедра – 4; октаедра – 6; куба – 8.

Головним елементом структури одних із найбільш розповсюджених у ґрунті кисневих сполук кремнію є кремній-кисневий тетраедр, біля вершини якого розміщуються чотири іони кисню, а в центрі – іон кремнію (рис.3.10).

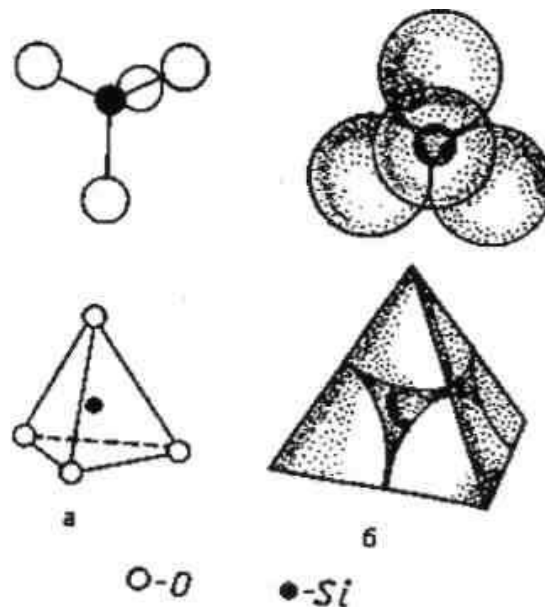


Рисунок 3.10 - Кремній-кисневий тетраедр, різні види зображення: а – умовне; б – із врахуванням розміру іонного радіуса

Сполучаючись між собою, тетраедри утворюють такі типи структур:

- 1) каркасну (польові шпати, кварц);
- 2) ланцюгову (піроксени);
- 3) листовидну (слюди, глинисті мінерали);
- 4) стрічкову (амфіболи);
- 5) острівну (олівіни).

Кварц – найбільш розповсюджений мінерал земної кори; він міститься у вивержених, метаморфічних і осадових породах. Кристалохімічна структура кварцу – кремній-кисневий тетраедр, який з іншими з'єднується в суцільний каркас (рис. 3.11, а).

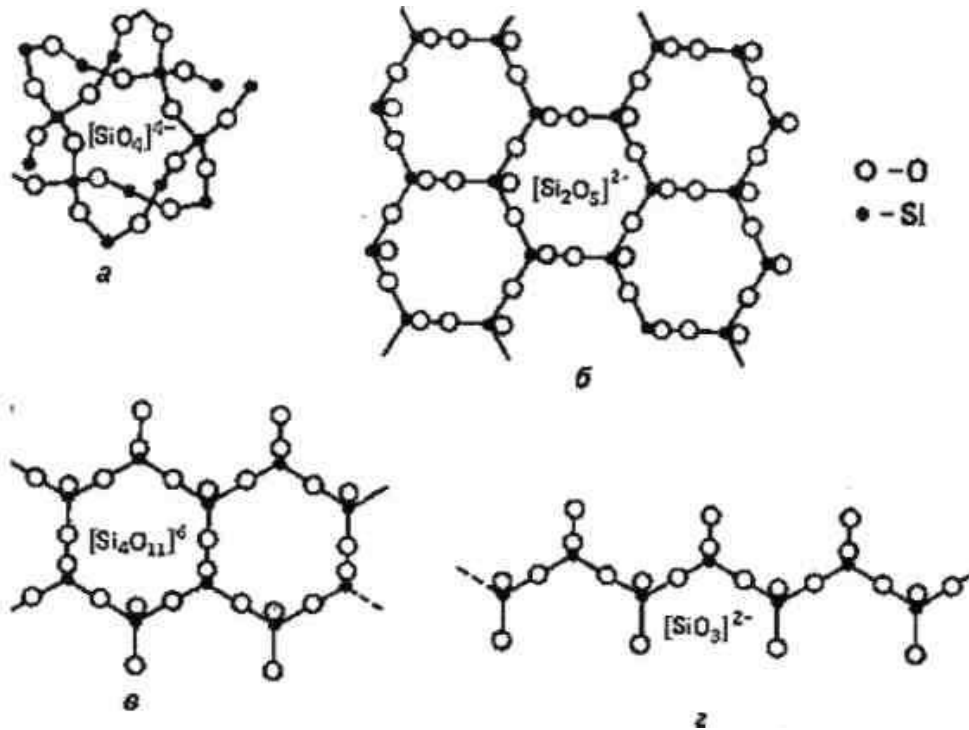


Рисунок 3.11 - Типи кристалічних структур породотворних мінералів:

а – кремній-кисневі тетраедри, з'єднані в трьохмірний каркас (структура кварцу);
 б – з'єднані в плоскі листки (слюди); в – з'єднані в подвійні ланцюжки (амфіболи); г – з'єднані в ланцюжки (піроксени).

Така структура кварцу зумовлює його високу стійкість до процесів вивітрювання. Як правило, в корі вивітрювання зерна кварцу залишаються цілими або тільки кородованими по периферії.

Польові шпати утворюють групу розповсюджених мінералів (біля 50%). їх кристалічна структура являє собою складний каркас, утворений тетраедрами з іонами кремнію й алюмінію, розташованими всередині. Тетраедри з'єднуються катіонами лугів (калію, натрію) та кальцію, утворюючи структуру, подібно до кварцу (рис. 3, а).



Рисунок 3.12 - Пальовий шпат

Слюди складають біля 4% літосфери. Вони володіють шаруватою кристалічною структурою (рис. 10, б): плоскі шари тетрадрів, звернені вершинами один до одного, зв'язані з іонами алюмінію; з останніми з'єднані також гідроксильні групи. Так утворюються трьохшарові пакети, зв'язані між собою іонами калію. Проте слюди при вивітрюванні легко втрачають ці іони і швидко руйнуються.



Рисунок 3.13 - Слюда

Піроксени й амфіболи розповсюджені в магматичних і метаморфічних породах (біля 16% літосфери). Кристалічна структура являє собою ланцюжки тетрадрів (рис.3 в, г).



Рисунок 3.14 - Піроксен

Олівіни в значній кількості містяться в ультраосновних і частково в основних магматичних породах. Кристалічна структура мінералів цієї групи характеризується ізольованими тетраедрами, які з'єднуються іонами заліза й магнію. Олівін дуже нестійкий і швидко руйнується.

Висновки

Вивітрювання – це не просто руйнування мінералів, а складний процес, при якому частина первинних мінералів повністю руйнується, частина – перетворюється в нові вторинні (гіпергенні) мінерали. Загальними властивостями вторинних мінералів є їх висока дисперсність, аморфна чи приховано кристалічна структура; значна частина їх знаходиться в колоїднодисперсному стані. Багато вторинних мінералів, на відміну від первинних, володіють рухомою кристалічною решіткою, колоїдними властивостями, розвиненою поглинальною здатністю, можливістю сорбувати (поглинати) воду й набухати. Ці особливості передаються ґрунтам. Серед вторинних мінералів розрізняють: прості солі, гідроксиди й оксиди та глинисті мінерали.

Від гранулометричного складу та фізичних властивостей ґрунтів залежить система їх обробітку та особливості інших агротехнічних заходів, строки польових робіт, система удобрення, структура посівних площ тощо. Мінералогічний, хімічний та гранулометричний склад ґрунтоутворних порід мають великий вплив на географію та екологію ґрунтів. Цей вплив може проявлятися безпосередньо або опосередковано

шляхом дії на інші фактори ґрунтоутворення.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати і доповіді на тему: „Первинні та вторинні мінерали”.

Питання для самоконтролю:

1. Охарактеризуйте основні первинні мінерали порід і ґрунтів.
2. Порівняйте різні види вивітрювання гірських порід.
3. Дайте порівняльну характеристику основних ґрунтоутворюючих (материнських) порід.
4. Чим відрізняється мінералогічний склад осадових порід порівняно з магматичними?
5. Визначте причину фізичної деградації ґрунтів України та обґрунтуйте шляхи боротьби з цим негативним явищем.

Розділ 3. Фактори ґрунтоутворення

Лекція № 4

Тема: „Поняття про фактори ґрунтоутворення. Роль живих організмів у ґрунтоутворенні”

План

- 4.1. Поняття про фактори ґрунтоутворення.
- 4.2. Роль живих організмів у ґрунтоутворенні.
 - 4.2.1. Роль первинних продуцентів у процесах ґрунтоутворення.
 - 4.2.2. Водорості та лишайники – "піонери" ґрунтоутворення.
 - 4.2.3. Ґрунтова фауна та ґрунтоутворення.
 - 4.2.4. Роль мікроорганізмів у ґрунтоутворенні.
 - 4.2.5. Біогенне структуроутворення.
- Висновки.

4.1. 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.



Рисунок 4.1 – Фактори та умови ґрунтоутворення.

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.



Рисунок 4.2 – В.В. Докучаєв

В.В.Докучаєв це виразив за допомогою формули:

$$\Gamma = f(\mathbf{K}, \mathbf{O}, \mathbf{G}, \mathbf{P})\mathbf{B}, \quad (4.1)$$

де

Γ – ґрунт,

\mathbf{K} – клімат,

\mathbf{O} – організми,

\mathbf{G} – гірські породи,

\mathbf{P} – рельєф,

\mathbf{B} – 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.

4.2. 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.



Рисунок 4.3 – Роль ґрунтових організмів у формуванні ґрунту.

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.

4.2.1. Роль первинних продуцентів у процесах ґрунтоутворення

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. 4.1).

Таблиця 4.1 - 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 за типом підзолютворення, формуються висока кислотність, ненасиченість 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.



Рисунок 4.4 - Мохово-лишайникова рослинність.

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 луґів – 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.

4.2.2. Водорості та лишайники – "піонери" ґрунтоутворення

Формування "рухлякової" породи як етап, що передуює 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-бурым 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 листовидними пластинками (їх біомаса значно більша і опад носить назву «дрібнозем під лишайниками»);

3) на трупах лишайників поселяються мохи (трансформований темнозабарвлений матеріал, що містить досить значну кількість органічних речовин,

переміщується у крупні тріщини);

4) в крупних тріщинах розвиваються голонасінні.

Темнозabarвлений 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 підлюговували середовище до рН 6,4-8,1. Отже, першими атакують породу зелені водорості, а вже потім лишайники.

4.2.3. Ґрунтова фауна та ґрунтоутворення

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 ґрунтову фауну 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.



Рисунок 4.5 - Ґрунтова фауна.

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.

4.2.4. Роль мікроорганізмів у ґрунтоутворенні

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 типу 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 за 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 радіації 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, азотофіксуючі, денітрифікуючі бактерії, сірко- і залізобактерії, целюлозорозкладачі, 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.

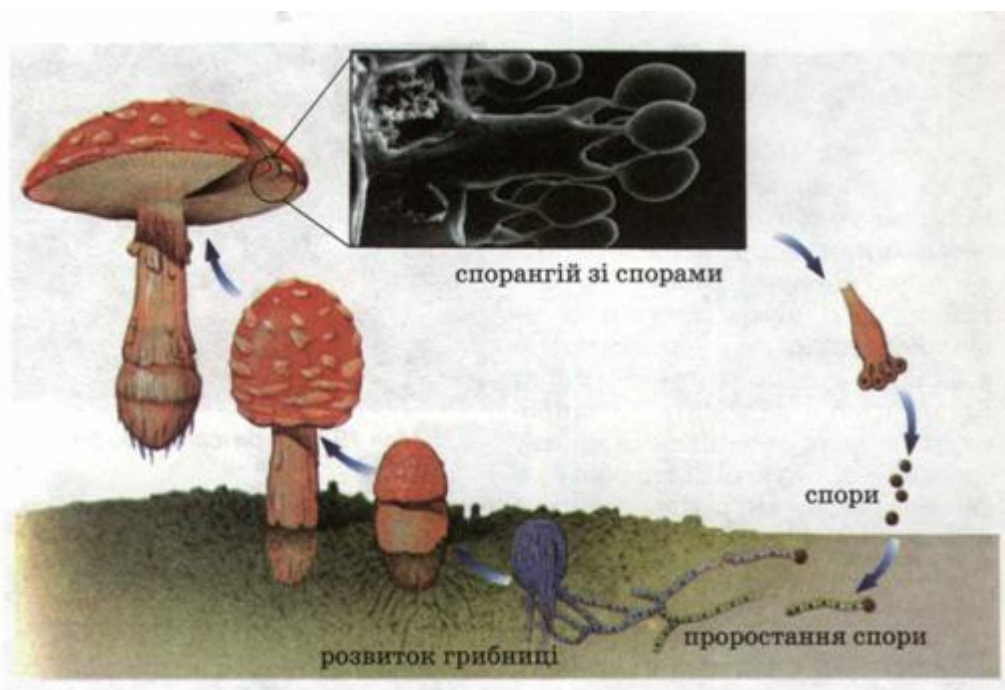


Рисунок 4.6 – Розвиток грибниці в ґрунті.

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.

Найвищу мінералодеструктивну здатність має 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 едафотопах – 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 окислюють первинні сульфіди, з яких утворюються нові вторинні мінерали, наприклад, з антимоніту (Sb_2S_3) утворюється сенармоніт, який у подальшому окислюється до Sb_2S_5 за участю *Stibiobacter senarmonitii*.

4.2.5. Біогенне структуроутворення



Рисунок 4.7 – Роль кореневої системи у структуроутворенні ґрунту.

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

Висновки

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 природних факторів та умов ґрунтоутворення відносять: 1) материнську гірську породу, 2) живі та мертві організми; 3) клімат; 4) рельєф місцевості; 5) вік країни; 6) антропогенний вплив людини.

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.

Головна функція зелених рослин – 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. 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.

Тип рослинної асоціації визначає швидкість, об'єм, характер і хімізм біологічного кругообігу елементів. Оскільки рослинний покрив на землі має чітко виражену зональність, то це є однією з причин зональності ґрунтового покриву.

Лишайники являють собою симбіонт водорості та гриба, авто- та гетеротрофного організму і відіграють велику роль у процесі ґрунтоутворення.

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 поділяють на чотири групи. Головною функцією тварин є споживання, первинне і вторинне руйнування органічної речовини, а також переміщення маси ґрунту на формування мікро- і нанорельєфу.

Важливе значення для процесів ґрунтоутворення мають *мікроорганізм*, бо вони забезпечують глибоке і повне руйнування органічних речовин, деяких первинних і вторинних мінералів, а також беруть активну участь у процесі гумусоутворення. Великий вплив мають мікроорганізми на склад ґрунтового повітря, на цикли перетворення азотовмісних сполук. Кожному типу ґрунтів властивий свій специфічний профільний розподіл мікроорганізмів.

У структуроутворенні важлива роль належить корневим системам переважно трав'янистих рослин, грибним гіфам та адсорбованим на поверхні агрегату мікроорганізмам, а також червам.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді на тему: „Роль у ґрунтоутворенні материнської породи, рельєфу місцевості”.

Питання для самоконтролю:

1. Які фактори впливають на процеси ґрунтоутворення?
2. Історія вивчення процесів ґрунтоутворення.
3. Роль рослин у ґрунтоутворенні.
4. Наведіть схему розселення організмів по породі.
5. Назвіть функції ґрунтових тварин в процесах ґрунтоутворення.
6. Яке значення для процесів ґрунтоутворення мають мікроорганізми?

Лекція № 5

Тема: «Клімат як фактор ґрунтоутворення, його характерні особливості. Водний режим ґрунтів. Теплові властивості й тепловий режим ґрунтів»

План

- 5.1. Клімат як фактор ґрунтоутворення, його характерні особливості.
 - 5.2. Водний режим ґрунтів.
 - 5.3. Теплові властивості й тепловий режим ґрунтів.
- Висновки.

5.1. 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 (рис.5.1).

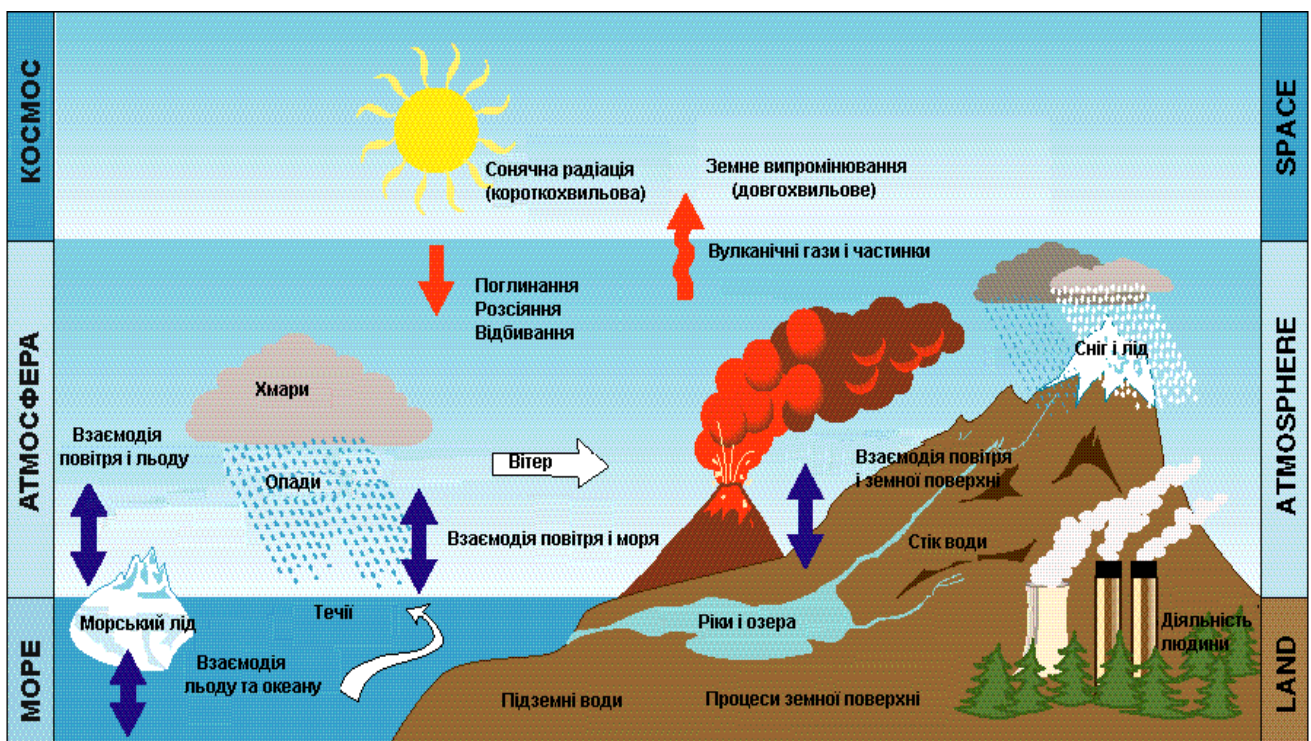


Рисунок 5.1 – Вплив природних і антропогенних факторів на ґрунтові процеси.

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. 5.1), 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 5.1 - 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:

$$K_z = \frac{\sum P}{\sum E}, \quad (5.1)$$

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

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 Кз):

- 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-повітряний, 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.

5.2. 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. 5.2).

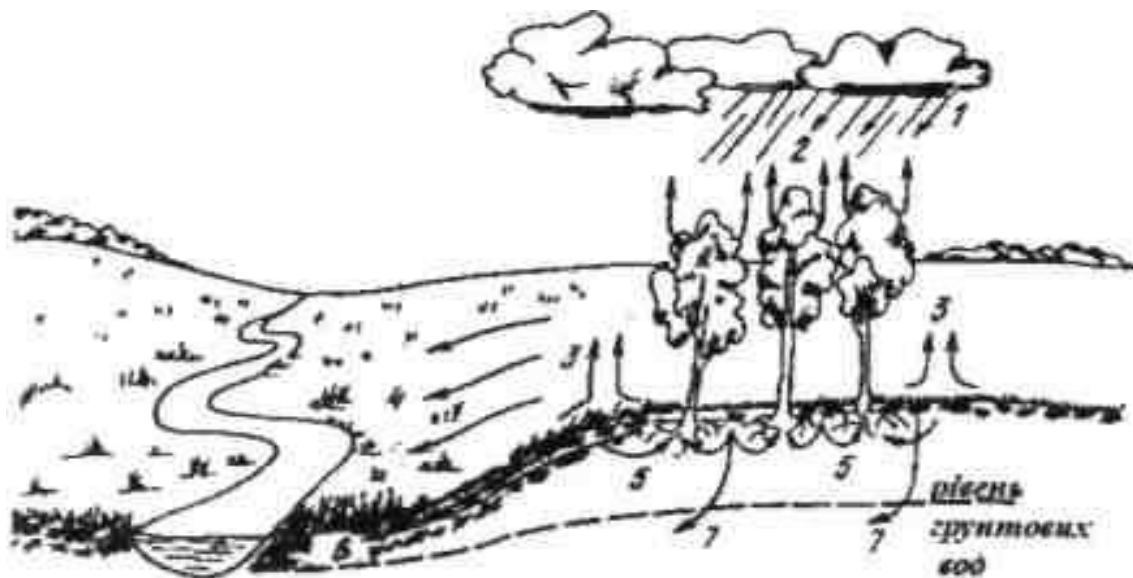


Рисунок 5.2 - Схема балансу води в ґрунті:

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 вологоємності 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 вологоємності (ПВ) і тільки в посушливі періоди знижується до найменшої вологоємності (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 вологоємності, але в окремі періоди поверхневий горизонт може висушуватись і нижче від найменшої вологоємності.

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.5.3). Ґрунти мають надлишок води.

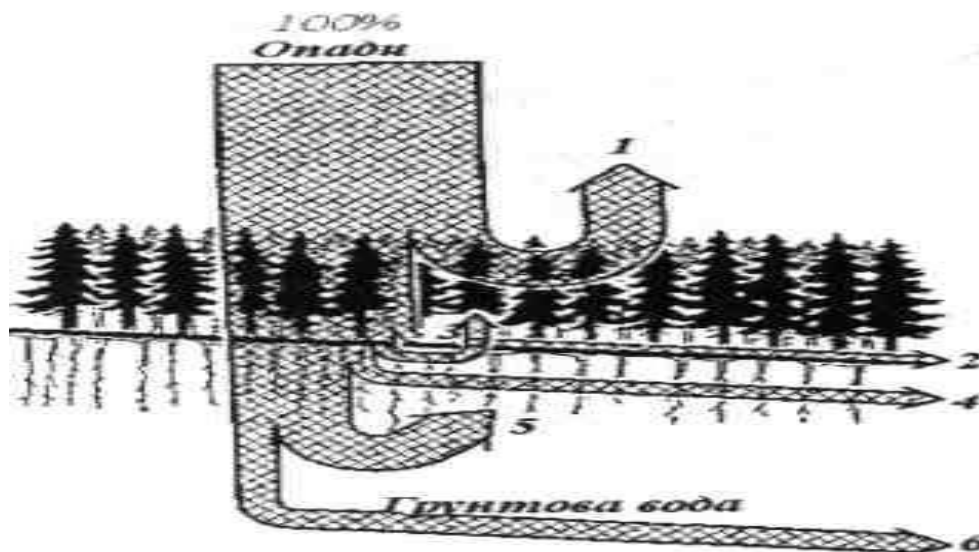


Рисунок 5.3 - Водний баланс ґрунту при промивному водному режимі:

1 – затримується кронами (30%), 2 – поверхневий стік (5%), 3 – фізичне випаровування (10%), 4 – ґрунтовий стік (10%), 5 – десукція деревами (30%), 6 – підґрунтовий стік (15%)

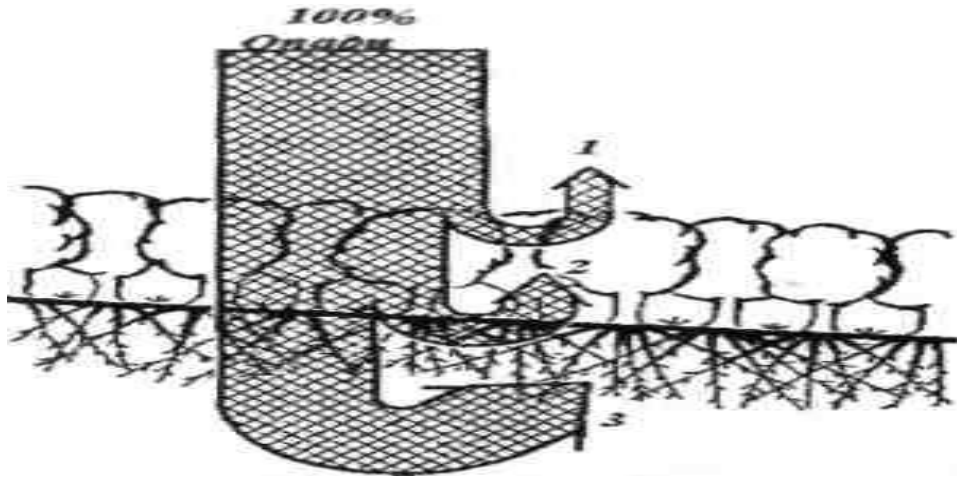
5. Періодично промивний режим характерний для ґрунтів, які формуються при річній сумі опадів, що приблизно дорівнює річній випаровуваності. Це характерно для зони лісостепу з вилугуваними, типовими чорноземами. Наскрізь вода проникає один раз за 10-15 років. Періодично (не щорічно) весь профіль насичується 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).

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.5.4).

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. 5.3).



Мертвий горизонт

Рисунок 5.4 - Водний баланс ґрунту при непронивному водному режимі:

1 – затримка 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) (рис.5.5).



Рисунок 5.5 - Затоплюваний режим ґрунтів

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.

5.3. 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 см³ ґрунту на 1°С.

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

грунту 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. 5.2).

Таблиця 5.2 - Теплові режими ґрунтів

Класи	Групи
Промерзаючі	Мерзлотні
	Тривалосезоннопромерзаючі
	Сезоннопромерзаючі
Непромерзаючі	Непромерзаючі охолоджені
	Непромерзаючі теплі
	Непромерзаючі жаркі

1. Мерзлотні режими типові для ґрунтів із багаторічною мерзлотою. Середньорічна температура ґрунтів мінусова. Температура найтеплішого місяця на

глибині 0,2 м не перевищує 20°C (грунти Євразійської полярної та Східносибірської мерзотно-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 велика, але вона не змикається 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).

Суттєві зміни в характері теплового режиму ґрунтів вносить 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).

Висновки

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. Термічні групи кліматів виділяються за рядом температурних показників, вони розташовуються на планеті у вигляді широтних смуг, закономірно характеризуються певними типами рослинності та ґрунтів, тому ці пояси (смуги) отримали назву ґрунтово-біокліматичних поясів. У термічних поясах виділяють зони зволоження (групи кліматів) за коефіцієнтом зволоження.

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.

Водний режим ґрунту – це сукупність явищ надходження води в ґрунт, її переміщення, змін фізичного стану, втрати з ґрунту. До елементів водного режиму (балансу) належать: поглинання, фільтрація, капілярне підняття, поверхневий стік, низхідний та боковий стоки, фізичне випаровування, десукція, замерзання, розмерзання, конденсація води.

Виділяють 14 типів водного режиму: мерзлотний, водонасичений, періодично водонасичений, промивний, періодично промивний, промивний сезонно-посушливий, промивний сезонно-посушливий, непромивний, аридний; випітний, десуктивно-випітний, затоплюваний, амфібіальний, іригаційний, осушувальний.

До теплових властивостей ґрунтів відносяться теплопоглинальна здатність, теплоємність і теплопровідність. Теплопоглинальна здатність – здатність ґрунтів поглинати та утримувати енергію сонця. Теплоємність – здатність ґрунту поглинати тепло; кількість тепла в калоріях, необхідна для нагрівання 1г або 1 см³ ґрунту на 1°С. Теплопровідність – здатність ґрунту проводити тепло.

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. Тепловий режим має значний вплив на ґрунтоутворення (визначає інтенсивність процесів у ґрунтах, життєдіяльність мікроорганізмів, продуктивність рослин).

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді на тему: „Вплив клімату на процеси ґрунтоутворення”.
3. Підготувати самостійно тему: „ Значення віку і господарської діяльності людини у ґрунтоутворенні”.

Питання для самоконтролю:

1. Як кліматичні показники впливають на формування характеру ґрунтових процесів?
2. Назвіть планетарні термічні (ґрунтово-біокліматичні) пояси.
3. Елементи водного режиму (балансу) ґрунтів.
4. Дайте коротку характеристику основних типів водного режиму ґрунтів.
5. Характеристика теплових властивостей ґрунтів.

Розділ 4. Біогеохімія ґрунтоутворення та ґрунтоутворний процес

Лекція № 6

Тема: „Загальна схема ґрунтоутворення. Тип ґрунтоутворення”

План

6.1. Баланс ґрунтоутворення.

6.2. Загальна схема ґрунтоутворення.

6.3. Концепція елементарних ґрунтоутворних процесів та їх характеристика.

6.4. Тип ґрунтоутворення.

Висновки.

6.1. 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 С при мінералізації рослинного опаду і гумусу;
- 4) вимивання речовин низхідним током води за межу 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, С, мінеральних елементів з урожаєм сільськогосподарських 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

аккумуляція 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'язні.

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 :

$$Ax = Ix/nx, \quad (6.1)$$

де Ix – вміст елемента x у золі рослин; nx – 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 легкорозчинних 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:

$$S = S_0 + R - FS_s - FS_m - FL, \quad (6.2)$$

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:

$$S = S_0 + R - FS_s - FS_m - FL - I_n, \quad (6.3)$$

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:

$$S = S_0 + R + FS_s + FS_m + FL. \quad (6.4)$$

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, слабовідтічних ґрунтових водах. Може бути позитивним, від'ємним і нульовим. Формуються чорноземно-лучні, напівболотні, болотні ґрунти лісостепу.

$$S = S_0 + R + GW + FSs + FL - I_n, \quad (6.5)$$

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:

$$S = S_0 + R + FSm + FSs + FL + GW + FW + I_n, \quad (6.6)$$

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:

$$S = S_0 + R + FLm + FLs + GW. \quad (6.7)$$

У цій формулі $GW > R > FLm > FLs$.

6.2. 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

грунті, що формується.

У ґрунтах накопичується вуглець (фотосинтез – утворення біомаси – відмирання біомаси – розклад – гуміфікація – гумусонакопичення), азот (азотофіксація – 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. Результат 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 спрямованих 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.

6.3. Концепція елементарних ґрунтоутворних процесів та їх характеристика

ґрунтоутворний процес на земній поверхні проходить під впливом великої різноманітності факторів ґрунтоутворення, що призводить 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 – органомінерального) 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)

грунтах, в меншій мірі – в інших гідроморфних грунтах, 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 модерогумусоутворення. 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, брґюніземів 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 "залізного 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 ділянці 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 внутрішньогрунтового вивітрювання. До ґрунтових процесів вони відносяться тільки в межах ґрунтового профілю.

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

Фералітизація – процес внутрішньогрунтового 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 (рубefікація) – процес необерненої коагуляції і наступної кристалізації колоїдних гідроксидів 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 гідроксидів, який супроводжується побурінням або почервонінням ґрунтоутворюючої 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 алюмоферисилікатів, де залізо знаходиться в закисній формі. Останні надають ґрунту сизого, голубого, зеленкуватого забарвлення. Характерно для болотних, інших гідроморфних ґрунтів, менш інтенсивно проявляються в напівгідроморфних різновидах зональних ґрунтів (дернові глейові, дерново-підзолисті глейові, лугово-чорноземні тощо).

Злитизація – процес зворотної цементації монтморилонітово-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.

Оструктурування – 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.

Вилугування – 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 розсолення (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 тонкопилуватих 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 внутрішньогрунтового 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 для 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.

Заліристо-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.

Заліристо-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.

6.4. Тип ґрунтоутворення

Поняття про тип ґрунтоутворення було введено 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, криогенне, степове, болотне, лісове, культурне ґрунтоутворення) поки що використовуються в ґрунтознавстві не зовсім строго та одноманітно. Більш строгим поняттям служить "тип ґрунту" і пов'язаний з ним комплект ЕГП.

Висновки

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

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. ґрунтоутворення в своєму розвитку проходить ряд стадій. Характер проходження окремих стадій ґрунтоутворення зумовлений комплексом факторів у різних природно-кліматичних зонах земної кулі. ґрунтоутворення – це сукупність явищ перетворення і переміщення речовин та енергії в границях педосфери Землі.

До елементарних ґрунтоутворних процесів (ЕГП) 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. Виділяють сім груп елементарних ґрунтових процесів: біогенно-акумулятивні, гідрогенно-акумулятивні, метаморфічні, елювіальні, ілювіально-акумулятивні, педотурбаційні і деструктивні.

Формування ґрунту того чи іншого типу – результат дії різних, нерідко протилежних за направленістю процесів. А тому для кожного генетичного типу ґрунту (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.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготуватися до модульної контрольної роботи.

Питання для самоконтролю:

1. Опишіть загальну схему ґрунтоутворення на земній кулі. Що таке первинний процес ґрунтоутворення?
2. Дайте характеристику біогенно-акумулятивним елементарним ґрунтовим процесам.
3. Дайте характеристику гідрогенно-акумулятивним елементарним ґрунтовим процесам.
4. Дайте характеристику метаморфічним елементарним ґрунтовим процесам.
5. Дайте характеристику ілювіальним і елювіальним елементарним ґрунтовим процесам.
6. Поняття про тип ґрунтоутворення, приклади.

Модуль 2. Головні властивості ґрунтів

Розділ 5. Морфологія ґрунту

Лекція № 7

Тема : «Морфологічна будова ґрунту»

План

7.1. Морфологічна будова ґрунту. Основні терміни та визначення.

7.2. Основні морфологічні ознаки генетичних горизонтів.

7.2.1. Забарвлення ґрунту.

7.2.2. Структура ґрунту.

7.2.3. Гранулометричний склад ґрунту.

7.2.4. Складення ґрунту.

7.2.5. Новоутворення і включення.

Висновки.

7.1. Морфологічна будова ґрунту. Основні терміни та визначення

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*. 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.

V рівень морфологічної організації ґрунтів – їх **мікробудова**, яку можна виявити та дослідити лише за допомогою мікроскопа на надтонких зрізах, шліфах. Його вивченням займається мікоморфологія ґрунтів. Основна особливість мікоморфології

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.

7.2 Основні морфологічні ознаки генетичних горизонтів

7.2.1. 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.

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.7.1).

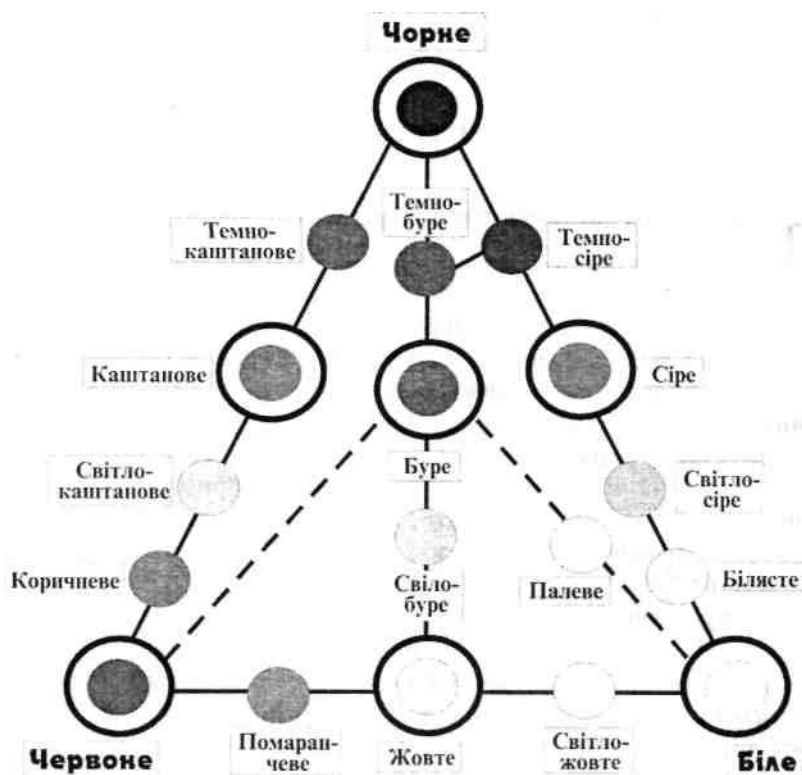


Рисунок 7.1 - Типи забарвлення ґрунтів (трикутник Захарова)

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 (наприклад, 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.

7.2.2. 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. 7.1, рис. 7.2). 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.

Таблиця 7.1 - Класифікація структурних агрегатів (за С.О.Захаровим)

РІД		ВИД	РОЗМІР, ММ
назва	ознаки		
<i>І тип. КУБОПОДІБНА – рівномірний розвиток агрегатів по трьох осях</i>			
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
		6. Пилувата	<2,5
3. Горіхувата	Майже правильна форма, грані добре виражені, поверхня рівна, ребра гострі	7. Крупногоріхувата	>10
		8. Горіхувата	10-7
		9. Дрібногоріхувата	7-5
4. Зерниста	Майже правильна форма, інколи – округла з вираженими гранями або жорсткими і матовими, або гладкими й блискучими	10. Крупнозерниста	5-3
		11. Зерниста	3-1
		12. Дрібнозерниста (порохувата)	1-0,5
<i>II тип. ПРИЗМОПОДІБНА – розвиток агрегатів переважно по вертикальній осі</i>			
5. Стовпоподібна	Відмінності слабо оформлені, з нерівними гранями і заокругленими ребрами	13. Крупностовпоподібна	>50
		14. Стовпоподібна	50-30
		15. Дріностовпоподібна	<30
6. Стовпчаста	Правильної форми з добре вираженими вертикальними гранями, округлою верхньою основою і плоскою нижньою	16. Крупностовпчаста	50-30
		17. Дріностовпчаста	<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

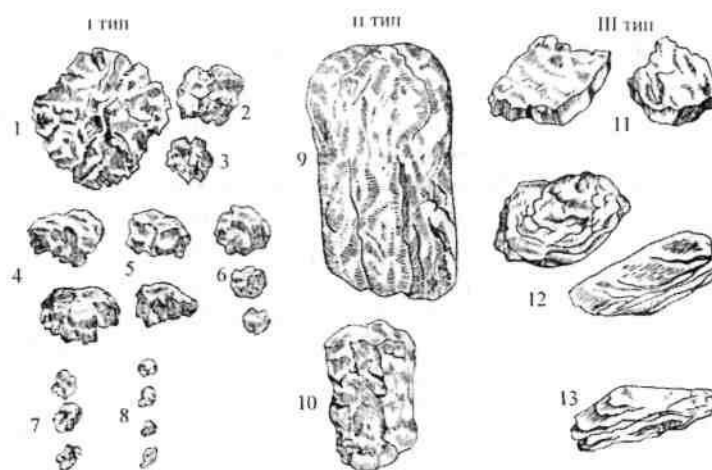


Рисунок 7.2 - Найголовніші види структури ґрунту (за С.О.Захаровим):

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.

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-пиловата і т. ін.

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.

7.2.3 Гранулометричний склад ґрунту

Первинні ґрунтові часточки, представлені мінеральними зернами, органічними та орґано-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 загальновизнаною є класифікація *Н.А. Качинського*, яку широко використовують у навчальній і науковій літературі (табл. 7.2).

Таблиця 7.2 - 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. Каменистість – 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 каменистості ґрунти поділяють на некаменисті – вміст каміння не перевищує 0,5%, слабокаменисті – 0,5-5%, середньокаменисті – 5-10%, сильнокаменисті – понад 10%. За типом каменистості ґрунти можуть бути валунні, галькові та щебенисті.

Гравій – складається з уламків первинних мінералів. Високий уміст 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, краще утримує вологу, але володіє слабкою водопроникністю, не здатний 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 вміст 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. 7.3).

Таблиця 7.3 - Класифікація ґрунтів і порід за гранулометричним складом (за Н.А.Качинським)

Назва ґрунту за гранскладом	ВМІСТ ФІЗИЧНОЇ ГЛИНИ (частинок, менших за 0.01 мм)		
	ГРУНТИ		
	підзолистого типу	степоного типу	солонці й сильно-

	грунтоутворення (не насичені основами)	грунтоутворення, чорноземи, жовтоземи, дернові, пустельні	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), крупнопилюватої (0,05-0,01 мм), пилюватої (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 – крупнопилюватопіщаний.

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 ґрунтотворних 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.

7.2.4. Складення ґрунту

Складення – це зовнішнє вираження щільності та пористості ґрунту. Воно залежить від гранулометричного складу, структури, а також діяльності ґрунтової фауни, розвитку корневих 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 озалізненних горизонтів підзолистих ґрунтів. Щільний стан (консистенція) потребує значних зусиль для вдавлювання 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) **зубчастий** – 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 удосталь.

Складення – важливий показник при агрономічній оцінці ґрунту, від якого залежить можливість обробітку сільськогосподарськими знаряддями, а також проникнення води й коренів рослин на потрібну глибину.

7.2.5. 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 прожилків), 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 декількох 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 ілювіюваних 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 зігнених великих коренів дерев, характерні для лісових ґрунтів;

4) **червоточини** – хвилясті ходи-каналці дощових черв'яків, 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 **кріогенних** (крупні кристали льоду) включень.

Висновки

Морфологічними елементами ґрунту є генетичні горизонти, структурні агрегати, новоутворення, включення і пори. Різняться вони між собою за формою і зовнішніми властивостями – морфологічними ознаками.

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.

Забарвлення ґрунту – це 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.

Структура – це відмінності (агрегати), на які може розпадатися ґрунт. Агрегати складаються зі з'єднаних між собою механічних елементів. Розрізняють три основні типи структури, кожен з яких ділиться на дрібніші одиниці.

Механічними (гранулометричними) елементами або елементарними ґрунтовими частинками (ЕГЧ) називаються первинні ґрунтові часточки, представлені мінеральними зернами, органічними та органо-мінеральними гранулами, що вільно суспендуються у воді після руйнування клейких матеріалів.

Під гранулометричним (механічним) складом ґрунтів і ґрунтоутворюючих порід розуміють відносний вміст 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*.

Складення – це зовнішнє вираження щільності та пористості ґрунту, воно залежить від гранулометричного складу, структури, а також діяльності ґрунтової фауни, розвитку корневих систем рослин тощо.

За ступенем щільності ґрунти поділяються на злиті (дуже щільні), щільні, пухкі та розсипчасті.

Пористість (шпаруватість) характеризується формою та величиною пор усередині структурних відмін та між ними.

Новоутворення – це нагромадження речовин різної форми й хімічного складу, які формуються і відкладаються в горизонтах ґрунту в процесі ґрунтоутворення.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати доповіді за темою: «Ґрунтовий профіль, ґрунтові горизонти та їх індексація».
3. Підготувати самостійно теми: «Особливості будови і властивості первинних силікатів, простих солей, глинистих мінералів» і «Особливості будови і властивості органічної речовини й органо-мінеральних комплексів та льоду».

Питання для самоконтролю:

1. Оцініть поняття "морфологічна будова ґрунту", опишіть рівні морфологічної організації ґрунту.
2. Основні поняття ґрунтової морфології.
3. Оцініть забарвлення як важливу морфологічну ознаку ґрунту.
4. Оцініть структуру ґрунту як важливу морфологічну ознаку.
5. Визначте поняття "гранулометричні фракції", дайте їх коротку характеристику.
6. Визначте поняття "гранулометричний склад ґрунтів", принципи класифікації ґрунтів за гранулометричним складом.
7. Дайте класифікацію та характеристику властивостей механічних елементів ґрунтів.
8. Як впливає гранулометричний склад порід на ґрунтоутворення?
9. Як впливає гранулометричний склад ґрунтів на їх властивості?
10. Оцініть новоутворення та включення як важливу морфологічну ознаку ґрунту.

Розділ 6. Хімічний склад мінеральної частини ґрунту

Лекція № 8

Тема: « Хімічний склад мінеральної частини ґрунту »

План

Вступ.

8.1. Загальний хімічний склад ґрунтів.

8.2. Хімічні елементи та їх сполуки у ґрунтах.

8.3. Мікроелементи ґрунтів.

8.4. Радіоактивність ґрунтів.

Висновки.

Вступ

Ґрунт складається з мінеральних, органічних і орґано-мінеральних речовин. Джерелом мінеральних сполук ґрунтів є гірські породи, з яких складається тверда оболонка земної кори - літосфера.

Органічні сполуки надходять у ґрунт у результаті життєдіяльності рослинних і тваринних організмів, що населяють ґрунт. Взаємодія мінеральних і органічних речовин створює складний комплекс орґано-мінеральних сполук ґрунтів.

Мінеральна частина становить 80-90% і більше від ваги ґрунтів і тільки в орґаногенних ґрунтах знижується до 10% і менш. У складі ґрунтів виявлені майже всі відомі хімічні елементи. Середні цифри, що показують вміст окремих елементів у літосфері й ґрунтах, за пропозицією академіка *А.Е. Ферсмана* стали називати кларками (на честь американського геохіміка *Ф.У. Кларка*, що вперше обчислив в 1889 р. середній хімічний склад земної кори).

Вивчення ґрунтів з геохімічної точки зору було вперше почате академіком *В.І. Вернадським* в 1911 р.

Літосфера складається майже наполовину з кисню (47,2%), більш ніж на чверть із кремнію (27,6%), далі йдуть алюміній (8,8%), залізо (5,1%), кальцій, натрій, калій,

магній (до 2-3% кожного).

Вісім названих елементів становлять більше 99% загальної маси літосфери. На частку таких найважливіших для харчування рослин елементів, як вуглець, азот, сірка, фосфор і ін., доводяться десяті й соті частки відсотка. Ще менше в земній корі багатьох елементів, необхідних рослинам у малих кількостях, так званих мікроелементів.

Оскільки мінеральна частина ґрунту в значній мірі обумовлена хімічним складом гірських порід літосфери, то є подібність ґрунту до літосфери за відносним вмістом окремих хімічних елементів. Як у літосфері, так і в ґрунті на першому місці стоїть кисень, на другому кремній, потім алюміній, залізо й т.д. Однак у ґрунті, в порівнянні з літосферою, в 20 разів більше вуглецю й в 10 разів більше азоту. Нагромадження цих елементів у ґрунті обумовлено життєдіяльністю організмів, у складі яких у середньому втримується вуглецю 18%, азоту 0,3% на живу речовину (за *А.П. Виноградовим*).

У ґрунті більше кисню й водню, як елементів води, значно більше кремнію й менше, ніж у літосфері, алюмінію, заліза, кальцію, магнію, натрію, калію й інших елементів, що є наслідком процесів вивітрювання й ґрунтоутворення.

Першоджерелом хімічних елементів всіх ґрунтів і порід є магматичні породи. Вони становлять 95% загальної маси порід, що складають верхню 16-кілометрову товщу літосфери.

Магматичні породи за хімічним складом дуже різноманітні, відповідно розмаїтості їхньої мінералогічної сполуки. За середнім вмістом кремнезему як найголовнішої складової частини магматичні породи діляться на п'ять груп: ультракислі, утримуючі SiO_2 75% і більше, кислі - 75-65%, середні - 65-52%, основні - 52-40%, ультраосновні - менше 40%.

Основні породи не містять вільного кварцу, бідні лугами. З переходом до середніх і кислих порід зменшується вміст кальцію, зростає кількість натрію й калію. У кислих породах кількісно переважає калієвий польовий шпат. Ультраосновні породи складені переважно олівіном, у якому немає кальцію. На частку осадових порід доводиться тільки 5% літосфери.

8.1. Загальний хімічний склад ґрунтів

Оскільки ґрунт є верхньою частиною кори вивітрювання літосфери, то саме він майже повністю успадковує її хімічний склад (табл. 8.1). 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 8.1 - Вміст основних хімічних елементів у літосфері та ґрунті, %

Елемент	Вміст у літосфері	Вміст у ґрунті	Елемент	Вміст у літосфері	Вміст у 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 десяту 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 ґрунтоутворних 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), глеє-елювіальний процес (руйнування мінералів у відновних умовах у верхній частині профілю та винесення продуктів руйнування в ілювіальну).

Отже, напрямок та інтенсивність прояву ґрунтоутворного процесу безпосередньо впливає на перерозподіл хімічного складу по профілю. Тому за характером профільних змін валового хімічного складу можна проводити діагностику ґрунтоутворення.

Кожний тип ґрунту здобуває характерну диференціацію на обрії з певним хімічним складом. У порівнянні з ґрунтоутворюючою породою верхні обрії дерено-підзолистих ґрунтів збагачені кремнеземом і менше містять окислів алюмінію й заліза. Сполука переважних окислів для чорноземів залишається майже незмінною. Для всіх ґрунтів на відміну від порід характерне нагромадження органічної речовини у верхніх обр'ях, з яким зв'язана акумуляція біологічно важливих елементів вуглецю, азоту, а для багатьох ґрунтів також фосфору, сірки, кальцію.

Характер і масштаб змін, які перетерплює порода, обумовлюються природними факторами ґрунтоутворення. Хімічний склад ґрунтів перебуває в стані постійної зміни відповідно до безперервності процесів вивітрювання й ґрунтоутворення.

8.2. 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.



Рисунок 8.1 - Кремній

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, титаномагнетиту, 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 водорозчинних 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 – 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 засолених 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 засолених 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

грунті 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.

8.3. Мікроелементи ґрунтів

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.

Мікроелементами умовно називають ті хімічні елементи, які втримуються в ґрунті й у біологічних об'єктах у незначних кількостях. До них відносять такі елементи, як бор (В), марганець (Мп), молібден (Мо), мідь (Си), цинк (Zn), кобальт (З),

йод (J), фтор (F) і ін.

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.

Мікроелементи виконують важливу фізіологічну й біохімічну роль у житті рослин, тварин і людини; вони входять до складу вітамінів, ферментів, гормонів. Ненормальний (надлишковий або недостатній) вміст мікроелементів у кормах і продуктах харчування призводить до порушення обміну речовин і розвитку важких захворювань у тварин і людини. Так, при недоліку йоду розвивається ендемія зоба у тварин і людини; при нестачі фтору розвивається карієс (ушкодження зубної емалі), а при надлишку - ендемічний флюороз (плямистість емалі); надлишок молібдену сприяє розвитку подагри; при недоліку міді в кормах у ягнят спостерігається захворювання ензоотичною атаксією; в овець і інших тварин, що випасають на пасовищах, у ґрунтах яких утримується багато бору, поширені ентерити, нервові розлади й пневмонії.

Нестача мікроелементів у ґрунті різко знижує врожай рослин і його якість. Наприклад, при недоліку міді в ґрунтах спостерігається полягання рослин, невизрівання їх і різке зниження врожайності.

При нестачі бору обпадає зав'язь, знижується врожай насіння, у рослин з'являються хвороби (гнилизна серденька цукрового буряка, бактеріоз льону). При недоліку цинку розвивається «розеточна хвороба» листопадних дерев.

Численними дослідженнями виявлений тісний зв'язок між вмістом мікроелементів у ґрунті, з одного боку, і врожайністю рослин, продуктивністю тварин і здоров'ям людини, – з іншого.

Вивчення цих взаємозв'язків дозволило виявити в межах нашої країни ряд біогеохімічних провінцій, вчення про які розроблено *А.П. Виноградовим*.

Біогеохімічна провінція - це територія, іноді значних розмірів, що відрізняється від сусідніх територій концентрацією в середовищі (грунтах, водах, повітрі) одного або декількох мікроелементів (або макроелементів). У межах цих провінцій внаслідок надлишку або недолику мікроелементів можуть з'являтися масові порушення обміну речовин у рослин, тварин і людини, із чим і зв'язані специфічні захворювання - біогеохімічні ендемії.

Так, Закарпатська область представляє біогеохімічну провінцію з ендемією зоба - у грунтах, водах і харчових продуктах цієї області втримується в 2-5 разів менше йоду, чим у тих областях, де немає ендемії зоба. Виділяють в особливу біогеохімічну провінцію Поліську низовину, що характеризується низьким вмістом йоду в грунтах і природних водах. Йод тут сильніше вимивається із ґрунтів, легких за механічною сполукою, або міцно закріплюється торфом болотних ґрунтів, стаючи недоступним рослинам.

Ґрунт є першоджерелом мікроелементів у рослинах, у кормах для тварин і в продуктах харчування для людини. У зв'язку із цим вивчення вмісту мікроелементів у грунтах становить інтерес для вирішення практичних питань рослинництва, тваринництва, ветеринарії й медицини. Вивчення закономірностей поширення мікроелементів у грунтах дає наукову основу застосування мікроелементів як добриво для рослин і мінеральних підгодівель для тварин.

Вміст мікроелементів у грунтах. У ході вивітрювання й ґрунтоутворення одні мікроелементи накопичуються в грунтах, інші, навпаки, вимиваються, губляться. Як видно з таблиці 8.2, одних мікроелементів у грунтах утримується більше, ніж у літосфері (наприклад, J, В), інших - менше (наприклад, Си, Со), а деяких – приблизно однакова кількість.

Таблиця 8.2 - Середній вміст деяких мікроелементів у літосфері й грунтах, у вагових відсотках (за А. П. Виноградовим, 1957)

Елемент	Вміст у літосфері	Вміст у грунтах	Елемент	Вміст у літосфері	Вміст у грунтах
---------	-------------------	-----------------	---------	-------------------	-----------------

Марганець (Mn)	$9 \cdot 10^{-2}$	$8,5 \cdot 10^{-2}$	Мідь (Cu)	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Фтор (F)	$2,7 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	Цинк (Zn)	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Ванадій (V)	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	Кобальт (Co)	$3 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$
Бор (B)	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Молибден (Mo)	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
Нікель (Ni)	$8 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	Йод (I)	$3 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-4}$

Збагачення ґрунтів мікроелементами в 10, 100 і 1000 разів у порівнянні із середнім їхнім вмістом спостерігається поблизу родовищ корисних копалин (молибденових, мідних, нікелевих і ін.).

Деякі мікроелементи (J, B, F, Se, As) можуть надходити в ґрунт із газами атмосфери, димами вулканів і з метеорними опадами, причому для таких мікроелементів, як J, F, це джерело надходження в ґрунт є головним.

Мікроелементи можуть надходити в ґрунт і при внесенні ядохімікатів з метою боротьби із хворобами й шкідниками рослин. У результаті ґрунтоутворюючого процесу вміст мікроелементів і їхній розподіл по генетичних об'рях можуть істотно змінюватися. Ступінь цієї зміни визначається особливостями ґрунтів і ґрунтоутворюючих процесів і властивостями самих мікроелементів.

Мікроелементи в ґрунтах утримуються: 1) у кристалічній решітці первинних і вторинних мінералів у вигляді ізоморфної підміси; 2) у формі нерозчинних сполук (солей, окислів); 3) в іонно-обмінному стані; 4) у складі органічної речовини; 5) у ґрунтового розчині.

Величезна роль у міграції мікроелементів і їхньої біологічної акумуляції належить вищим і нижчим рослинам. Корінь рослин витягають мікроелементи з нижніх об'рів ґрунтів і материнських порід і переносять їх у верхні об'рії.

У біогенній акумуляції мікроелементів у ґрунтах особливо велика роль рослин-концентраторів, що витягають у більших кількостях ряд мікроелементів. Наприклад, астрагали, буркун, ранник містять Mo в золі в 100 і 1000 разів більше, ніж у породі, у той час як у золі інших рослин його втримується стільки ж, скільки й у породі, або трохи більше.

8.4. Радіоактивність ґрунтів

Радіоактивність ґрунту обумовлена вмістом у ній радіоактивних хімічних елементів. Розрізняють природну й штучну радіоактивність ґрунтів.

Природна радіоактивність. Цей вид радіоактивності викликається природними радіоактивними елементами.

Всі відомі природні радіоактивні елементи ділять на наступні три групи (В.І. Баранів, Н.Т. Морозова, 1966):

1. Власне радіоактивні елементи, всі вивчені ізотопи, які є радіоактивними. До них відносяться три сімейства послідовно перетворюючих ізотопів: урану - радію, актинію й торію.

Проміжними продуктами розпаду хімічних елементів цих сімейств є як тверді, так і газоподібні ізотопи (еманації). Найбільше значення із цієї групи елементів мають уран (U^{238} , U^{235}), торій (Th^{232}), радій (Ra^{226}) і радон (Rn^{222} , Rn^{220}).

2. Ізотопи «звичайних» хімічних елементів, що мають радіоактивні властивості. До них відносяться калій (K^{40}), рубідій (Rb^{87}), самарій (Sm^{147}), кальцій (Ca^{48}), цирконій (Zr^{96}) і ін. Провідне значення із цієї групи елементів має калій: він обумовлює найбільшу величину природної радіоактивності.

3. Радіоактивні ізотопи, що утворюються в атмосфері під дією космічних променів, наприклад тритій (H^3), бериллій (Be^7 , Be^{10}) і вуглець (C^{14}). Природні радіоактивні елементи представлені в основному довгоживучими ізотопами, з більшим періодом напіврозпаду - порядку 108-1016 років. У процесі розпаду вони випускають α - і β -частки й γ -промені. Звичайно ці ізотопи перебувають у вкрай розсіяному стані.

Природна радіоактивність ґрунтів залежить головним чином від вмісту урану, радію, торію й радіоактивного ізотопу калію (K^{40}).

Їхня енергія випромінювання становить близько 98% сумарної енергії випромінювання всіх природних радіоактивних елементів.

У таблиці 8.3 приводиться вміст торію, урану й радію в ґрунтах України. Вміст радіоактивного калію (K^{40}) легко обчислити, виходячи з його валового запасу й ізотопної сполуки. Вміст валового калію в ґрунтах коливається в межах від 0,33% у піщаних до 2,64% у глинистих (С. А. Кудрін). Стабільні ізотопи за вагою становлять:

K^{39} - біля 93,08% і K^{41} - 6,9%, а радіоактивний K^{40} - 0,0119%.

Таблиця 8.3 - Вміст радіоактивних ізотопів у ґрунтах України (за В.І. Барановим, Н. Т. Морозовою)

Елемент	Вміст у вагових відсотках на повітряно – сухий ґрунт
Торій	$4 \cdot 10^{-6}$ - $16 \cdot 10^{-4}$
Уран	$3 \cdot 10^{-6}$ - $5,1 \cdot 10^{-4}$
Радій	$1 \cdot 10^{-12}$ - $1,7 \cdot 10^{-10}$

Валовий вміст радіоактивних елементів у ґрунтах залежить в основному від ґрунтоутворюючих порід. Так, у ґрунтах, що сформувалися на продуктах вивітрювання кислих гірських порід, радіоактивних елементів утримується більше, ніж у ґрунтах, що утворилися на основних або ультраосновних породах. Ґрунти важкої механічної сполуки містять радіоактивних елементів більше, ніж ґрунти легкої механічної сполуки. Високою радіоактивністю володіють суглинні дерно-лугові ґрунти річкових заплавл, тоді як торфоболотні ґрунти, особливо верхівкових торфовищ, характеризуються низьким вмістом радіоактивних елементів.

Штучна радіоактивність ґрунтів викликається тими радіоактивними ізотопами, які утворюються в результаті атомних і термоядерних вибухів або є відходами атомної промисловості.

При атомних вибухах у результаті розподілу важких ядер урану (U^{235} , U^{233}) і плутонію (Pu^{239}) утвориться велика кількість нових радіоізотопів з періодом напіврозпаду від часток секунди до багатьох років.

Штучні радіоізотопи, включаючись у біологічний круговорот речовин, попадають через рослинну й тваринну їжу в організм людини, накопичуються в кістках і інших тканинах, викликаючи радіоактивне опромінення. Найбільшу небезпеку в біологічному відношенні представляють ізотопи стронцію (Sr^{90}) і цезію (Cs^{137}). Штучна радіоактивність ґрунтів обумовлена в основному Sr^{90} і Cs^{137} . Вони становлять найбільшу небезпеку для людини, що визначається більшим періодом напіврозпаду – 28 років в Sr^{90} і 33 роки в Cs^{137}), високою енергією випромінювання,

здатністю легко включатися в біологічний круговорот і попадати в організм людини.

Вміст і розподіл Sr^{90} і Cs^{137} у ґрунтах визначається інтенсивністю й характером їхнього випадання з атмосфери, властивостями самих ізотопів і ґрунтів і в цілому сукупністю всіх природних умов (рослинність, клімат, рельєф).

При обробленні сільськогосподарських культур на ґрунтах, забруднених штучними радіоізотопами, вони витягаються корінням рослин і накопичуються у врожаї. Зменшити надходження їх у рослини можна відповідними прийомами. Для цього необхідно знати вміст і поведження радіоактивних ізотопів у ґрунтах, а також закономірності їхнього надходження в рослини.

Дослідженнями показано, що Sr^{90} у порівнянні з Cs^{137} інтенсивніше надходить у рослини, що пояснюється різним ступенем їхнього закріплення в ґрунті. Найбільше накопичують стронцію бобові культури, менше - коренеплоди й бульбоплоди й ще менше - злакові. Рослини, що містять більше калію, більше поглинають Cs^{137} .

На ґрунтах легкої механічної сполуки й бідних гумусом за інших рівних умов у рослини більше надходить радіоактивних ізотопів, чим на ґрунтах важкої механічної сполуки й багатих гумусом. Надходження Sr^{90} у рослини знижується на окультурених ґрунтах, при вапнуванні й внесенні добрив. Різко знижують надходження Cs^{137} у рослини різні калійні добрива, а надходження Sr^{90} гальмується при внесенні фосфатів лужних металів.

Висновки

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.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.

2. Підготувати самостійно теми «Сучасний стан забруднення ґрунтів України хімічними речовинами» і «Визначення причин забруднення ґрунтів промислових регіонів України».

Питання для самоконтролю:

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. Опишіть основні мікроелементи, що зустрічаються в ґрунтах, їх значення для живлення рослин.

5. Природна та штучна радіоактивність ґрунтів.

Розділ 7. Органічна речовина ґрунту

Лекція № 9

Тема: „Перетворення органічних речовин у ґрунті та процес гумусоутворення”

План

Вступ.

9.1. Джерела гумусу у ґрунті.

9.2. Перетворення органічних речовин у ґрунті та процес гумусоутворення.

9.3. Чинники, що впливають на процес гумусоутворення.

Висновки.

Вступ

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 темнозбарвлених гумусових речовин, що рівномірно пронизують ґрунтовий профіль (рис. 9.1). 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.

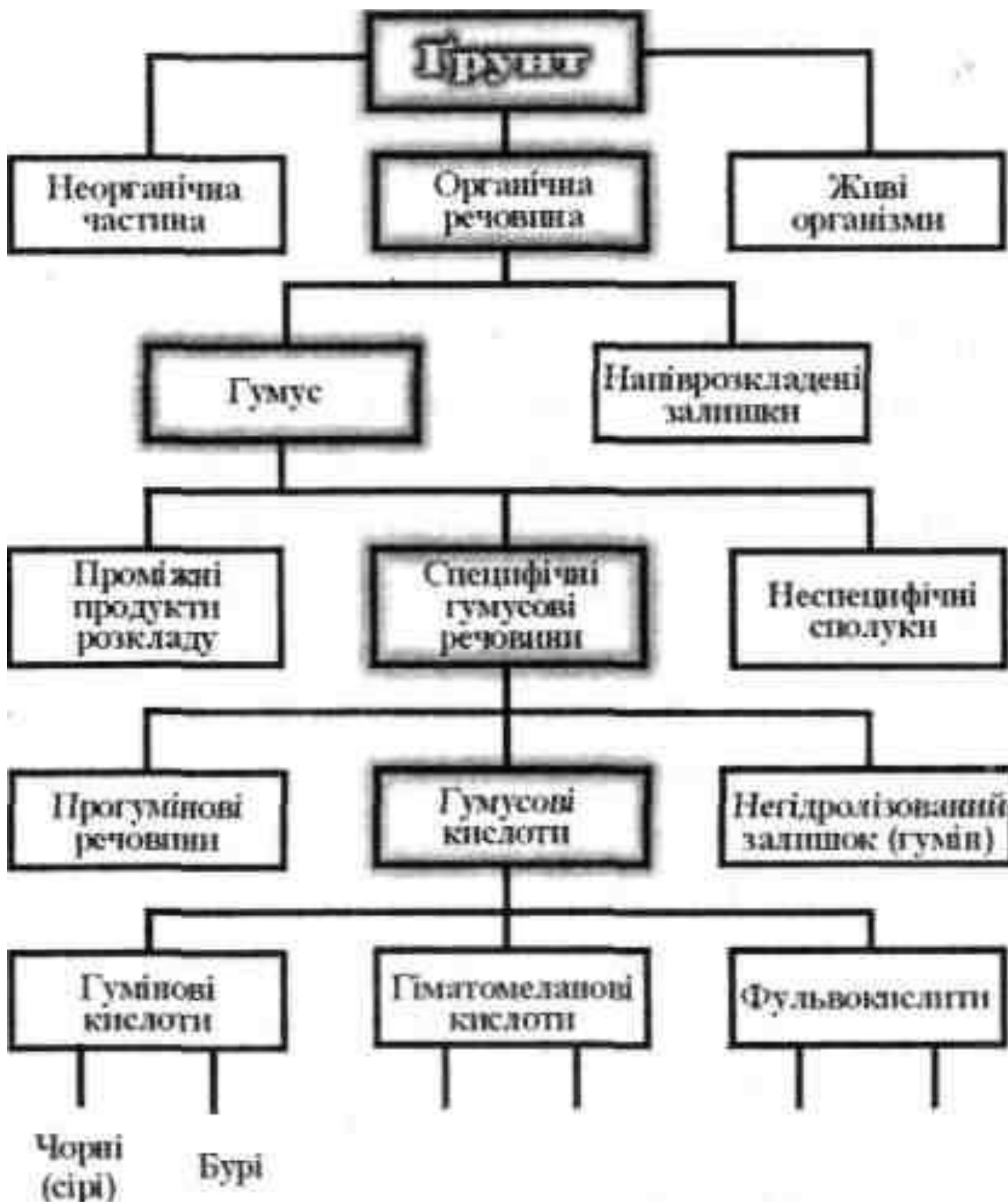


Рисунок 9.1 - Система органічних речовин ґрунту (за Д.С.Орловим)

9.1. Джерела гумусу у ґрунті

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.



Рисунок 9.2 – Джерело органічної речовини ґрунту

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 за 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 корневих 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-, мегафауну. Причому переважно саме мікро- та мезофауна беруть активну участь у переробці органічної речовини ґрунту, сприяючи цим гумусоутворенню.

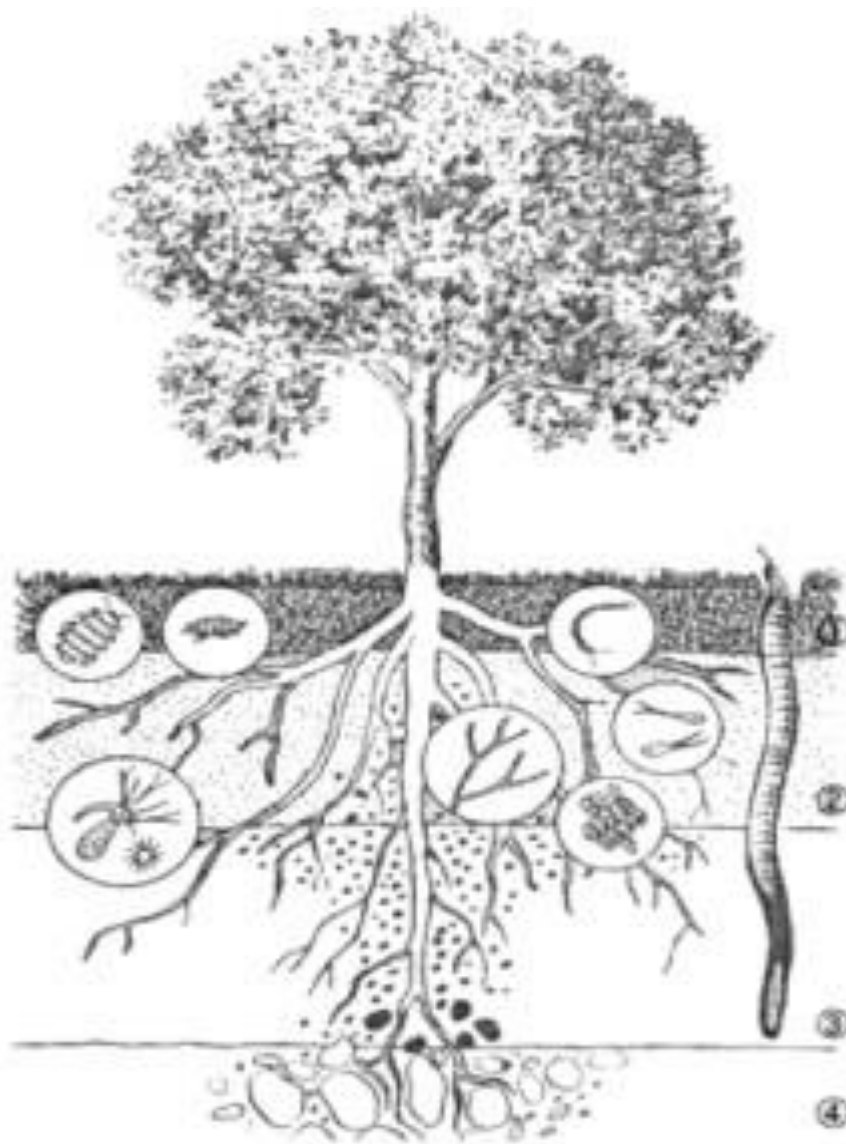


Рисунок 9.3 – Ґрунтова фауна

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 водоростей – 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.

9.2. 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, віск.

Швидкість розкладу органічних залишків зменшується в анаеробних умовах аж до повного припинення його й утворення торфу. Більшість з органічних залишків окислюється до вуглекислого газу та води.

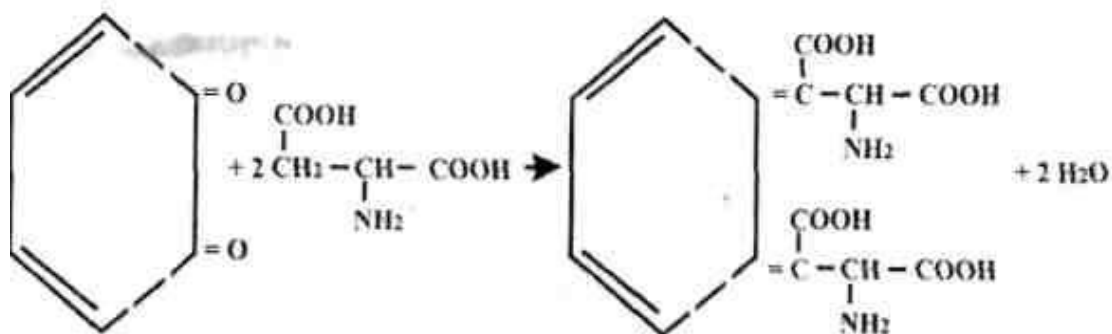
А менша частина проходить *другий етап* перетворень – *гуміфікацію*, тобто синтез гумусних речовини. Рівень гуміфікації органічних решток залежить від гідротермічного режиму, ботанічного та біохімічного складу решток, їх кількості.

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 М.І. Лактіоновим відбувається так:



Такий підхід пояснює будову міцел гумусових сполук як колоїдних поверхнево-активних речовин: гідрофобне ядро органічного колоїду представлене агрегатом фенольної частини молекули, а зовнішня гідрофільна частина – амінокислотною (пептидною) частиною макромолекул. Переважаючими іоногенними групами на поверхні таких молекул будуть – COOH , – NH_2 .

Концепція біохімічного окиснення розроблена Л.М.Александровою. За її визначенням, гуміфікація – складний біофізико-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. 9.2).

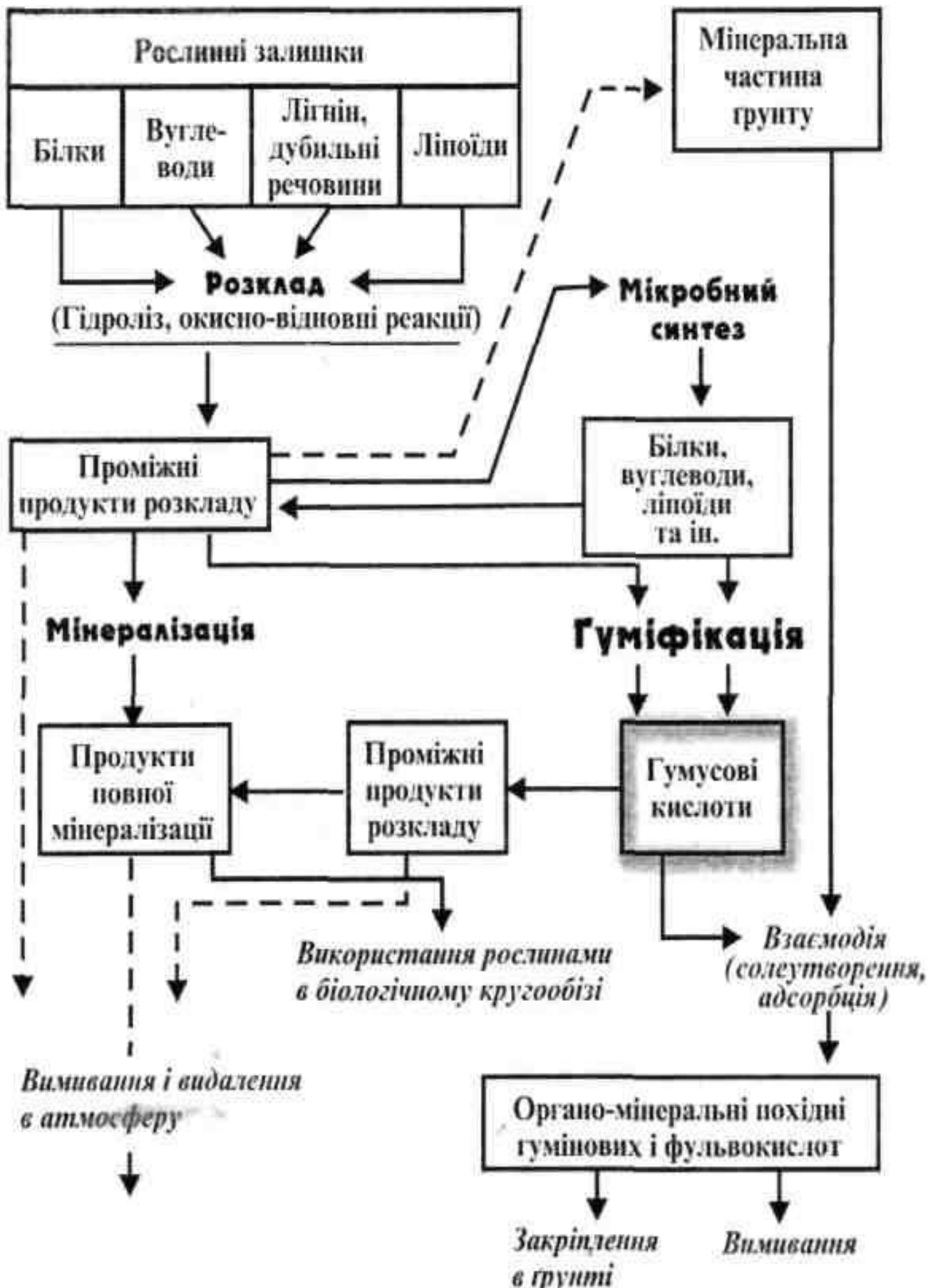


Рисунок 9.4 - Схема процесу гумусоутворення в ґрунті (за Л.М.Александровою)

9.3. Чинники, що впливають на процес гумусоутворення

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 кореневих 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, багатої на білки, вуглеводи, кальцій, сприяє її швидкому розкладу, утворенню м'якого гумусу – найбільш цінного його типу. Дерев'яниста рослинність, збагачена воском, 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 ґрунтах, багатих на Са, які мають близьку до нейтральної реакцію середовища, середній уміст мікроорганізмів, середній гранулометричний склад, добру оструктуреність.

Висновки

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'єднані 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 ґрунтах. 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 розкладати гумус притаманна багатьом мікроорганізмам, але провідна роль належить грибам і актиноміцетам (зокрема, нокардіям). У процесі розкладу гумусових речовин вивільнюється велика кількість елементів живлення рослин, особливо азоту.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темою: «Гумус: склад, властивості».

3. Підготувати самостійно тему: „Географічні закономірності розповсюдження гумусових речовин”.

Питання для самоконтролю:

1. З чого складається органічна речовина ґрунту?
2. Назвіть джерела гумусу.
3. Хімічний склад органічних решток.
4. Опишіть перший етап перетворення органічних речовин у ґрунті.
5. Що собою представляє другий етап перетворення органічних речовин у ґрунті?
6. Які чинники впливають на процес гумусоутворення?

Розділ 8: Ґрунтові колоїди та поглинальна здатність ґрунту.

Лекція № 10

Тема: „Склад ґрунтових колоїдів та їх головні ознаки”

План

Вступ.

10.1. Склад ґрунтових колоїдів та їх головні ознаки.

10.2. Властивості ґрунтових колоїдів.

10.3. Фізичний стан ґрунтових колоїдів.

Висновки.

Вступ

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 агрономічноцінної 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.



Рисунок 10.1 - О.Н.Соколовський

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.

10.1. Склад ґрунтових колоїдів та їх головні ознаки

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 рис. 10.2. 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 **потенціалвизначаючих іонів**. Ядро міцели разом із шаром потенціалвизначаючих 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 потенціалвизначаючих іонів і шару компенсуючих іонів.

Компенсуючі іони розміщуються навколо гранули двома шарами: один – нерухомий шар, який міцно утримується електростатичними силами потенціалвизначаючих іонів; зовнішній – дифузний шар, який утримується значно меншими силами і тому може замінюватись іншими катіонами, зумовлюючи 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.

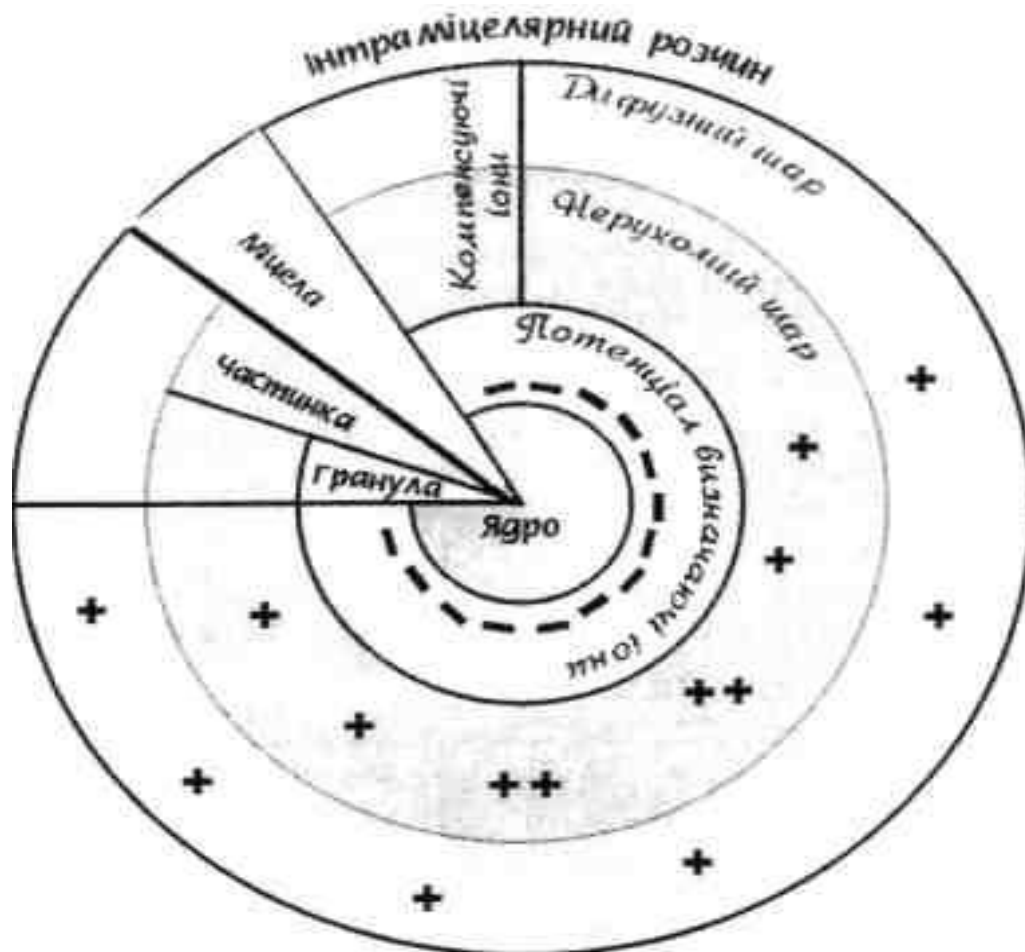


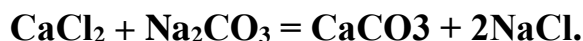
Рисунок 10.2 - Схема будови колоїдної міцели (за М.І.Горбуновим)

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. Частинка 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 потенціалвизначаючому 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 потенціалвизначаючому шарі позитивно заряджені іони і відщеплюють у розчин іони OH^- , називаються базоїдами (лугopodobними).

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 (базоїди).

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 базоїдна 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. 10.3).



Рисунок 10.3 - 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

З огляду на той факт, що в едафотопах 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.

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. 10.4).

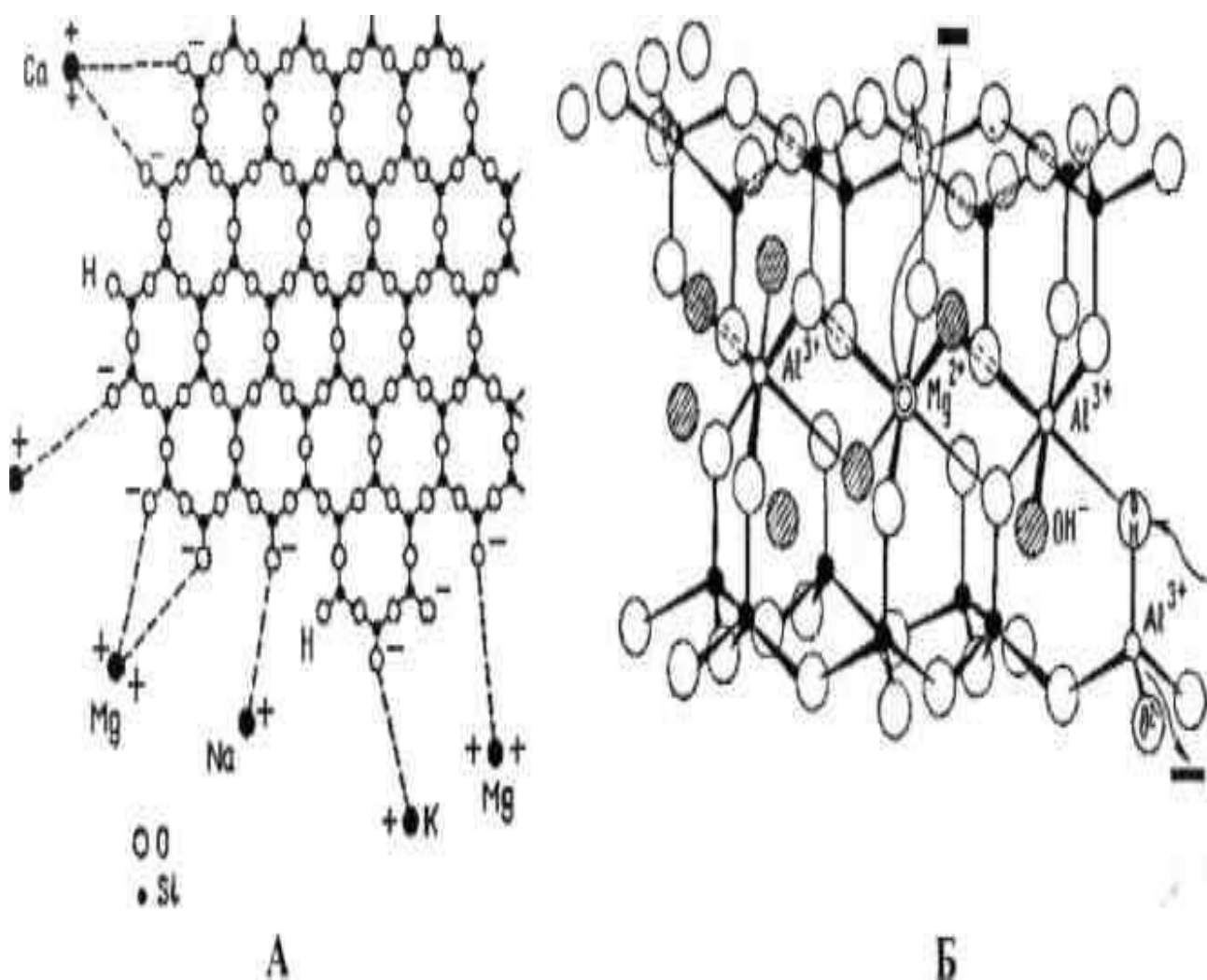


Рисунок 10.4 - Виникнення заряду за рахунок вільних катіонів по краях монтморилоніту (А) та появи вільних зарядів при ізоморфному заміщенні катіонів (Б)

10.2. Властивості ґрунтових колоїдів

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 Тіндаля. 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.

10.3. 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.

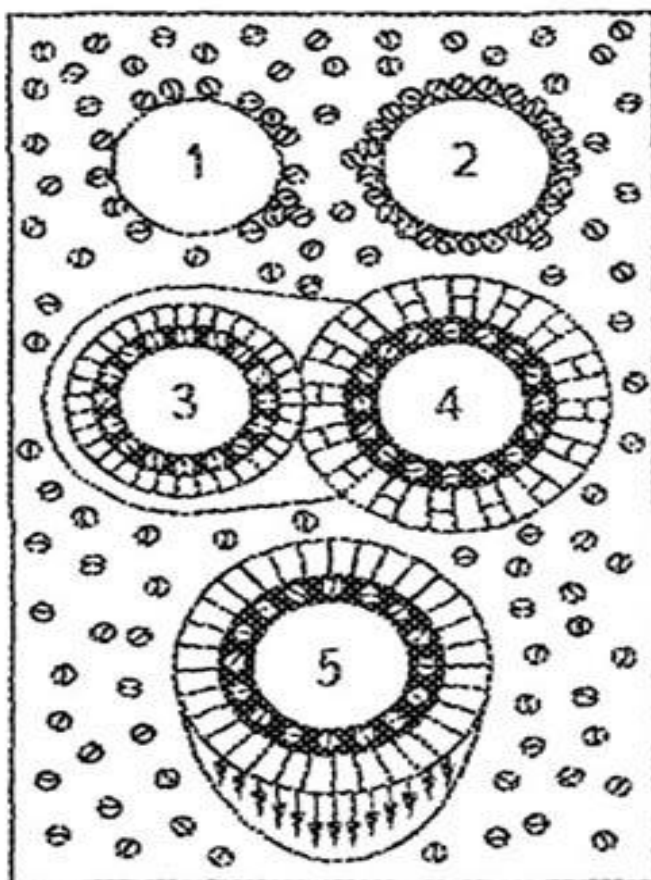


Схема форм ґрунтової вологи за Лебедевим (молекули водяної пари зображені маленькими кружечками):

1 — часточки ґрунту з неповною гігроскопічністю; 2 — часточки ґрунту з максимальною гігроскопічністю; 3—4 — часточки ґрунту з піввчастою вологою; 5 — часточки ґрунту, в яких утворюється гравітаційна волога

Рисунок 10.5 – Схема форм ґрунтової вологи

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 – *седиментацією*. 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 переходять 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 *пори́г 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.

Висновки

Найдрібніші частинки ґрунту (розміром менші за 0,0001 мм) називаються ґрунтовими колоїдами, які утворюються шляхом диспергації крупних часток або конденсації молекул в агрегати. Речовинний склад ґрунтових колоїдів може бути органічним, мінеральним і органо-мінеральним.

Колоїди – це двофазна система, яка складається з дисперсної фази (колоїдні частинки) та дисперсного середовища (ґрунтовий розчин).

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).

Між частинками гумусових речовин, глини й водою є поверхня поділу, яка володіє визначеним запасом вільної поверхневої енергії і може переходити в інші форми: хімічну, теплову тощо.

Колоїдні частинки мають велику загальну й питому поверхню і при збільшенні дисперсності частинок у ґрунті підвищується їх хімічна активність.

Колоїдні розчини здатні розсіювати світлові промені, створювати опалесценцію.

Колоїдні розчини здатні до діалізу, тобто до їх очищення від низькомолекулярних, іонних домішок.

Колоїдні розчини під дією електролітів коагулюють. Колоїдні частинки переходять із золю в гель, гублять заряд, склеюються в агрегати. Цим вони відрізняються від істинних гомогенних систем.

Колоїдні частинки мають заряд: позитивний або негативний. Стійкість колоїдної системи до зміни стану залежить від ступеня дисперсності частинок, яка виражається площею їх загальної поверхні в одиниці маси (1 г).

Колоїди у ґрунті знаходяться у формі гелів. У них колоїдні частинки зчіплюються між собою й утворюють структурну сітку, у вічках якої утримується вода.

Процес з'єднання колоїдних частинок і утворення із золю гелю називається коагуляцією, подальше осадження – седиментацією. 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.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темою: «Ґрунтовий поглинальний комплекс та його характеристики».
3. Підготувати самостійно тему: „Екологічне значення поглинальної здатності ґрунтів”.

Питання для самоконтролю:

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).

Розділ 9. Рідка та газова фази ґрунту

Лекція № 11

Тема: „Водно-фізичні властивості ґрунту”

План

Вступ.

11.1. Стан і форми води в ґрунтах.

11.2. Водно-фізичні властивості ґрунту.

Висновки.

Вступ

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.

11.1. 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.Родє* (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 напрям 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 діаметра) 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. 11.1). **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.

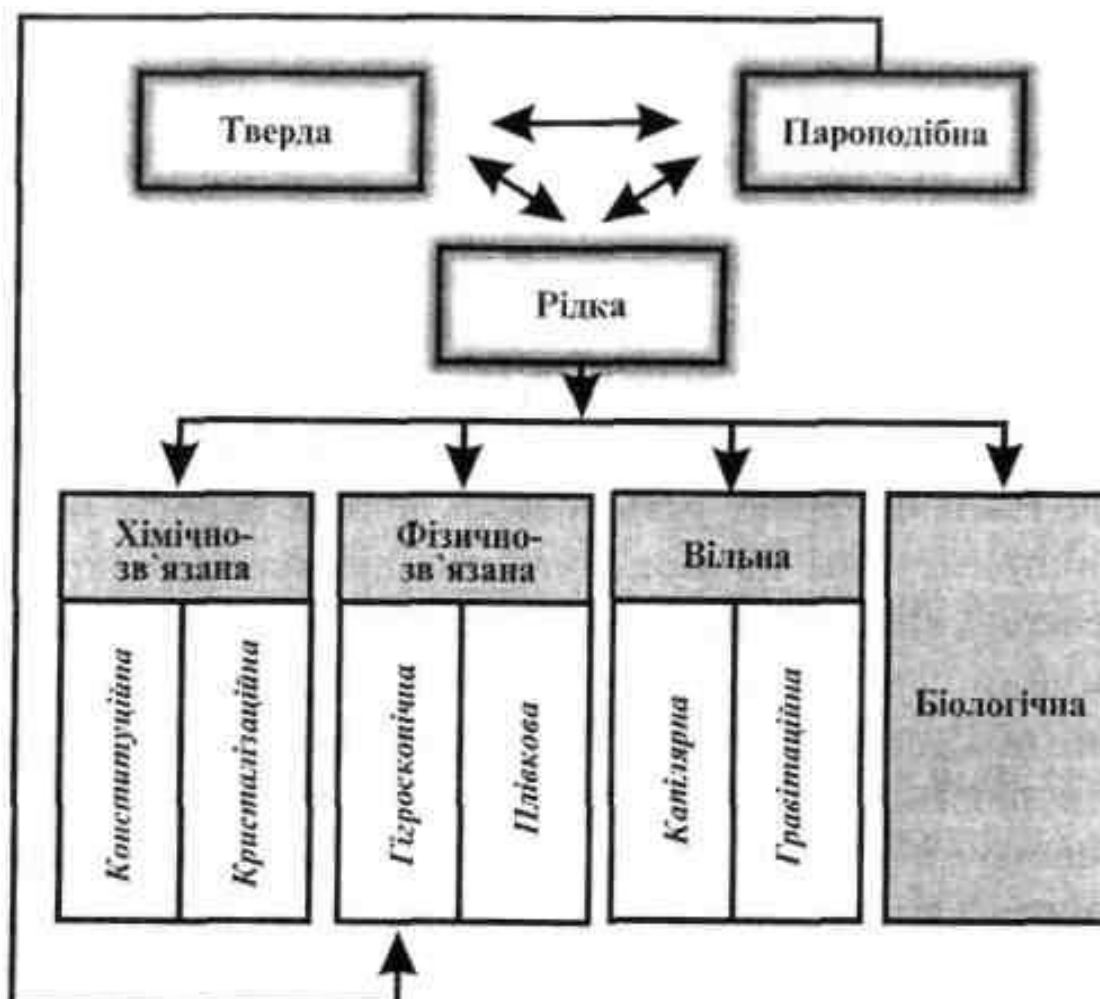


Рисунок 11.1 - Стан і форми води в ґрунті

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 водяної пари. Ця вода рухається від ділянок з високою пружністю водяної пари 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 ОН⁻ у хімічних сполуках типу Fe(OH)₃, кристалізаційну – молекули води в речовинах типу CaSO₄·2H₂O.

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. 11.2).

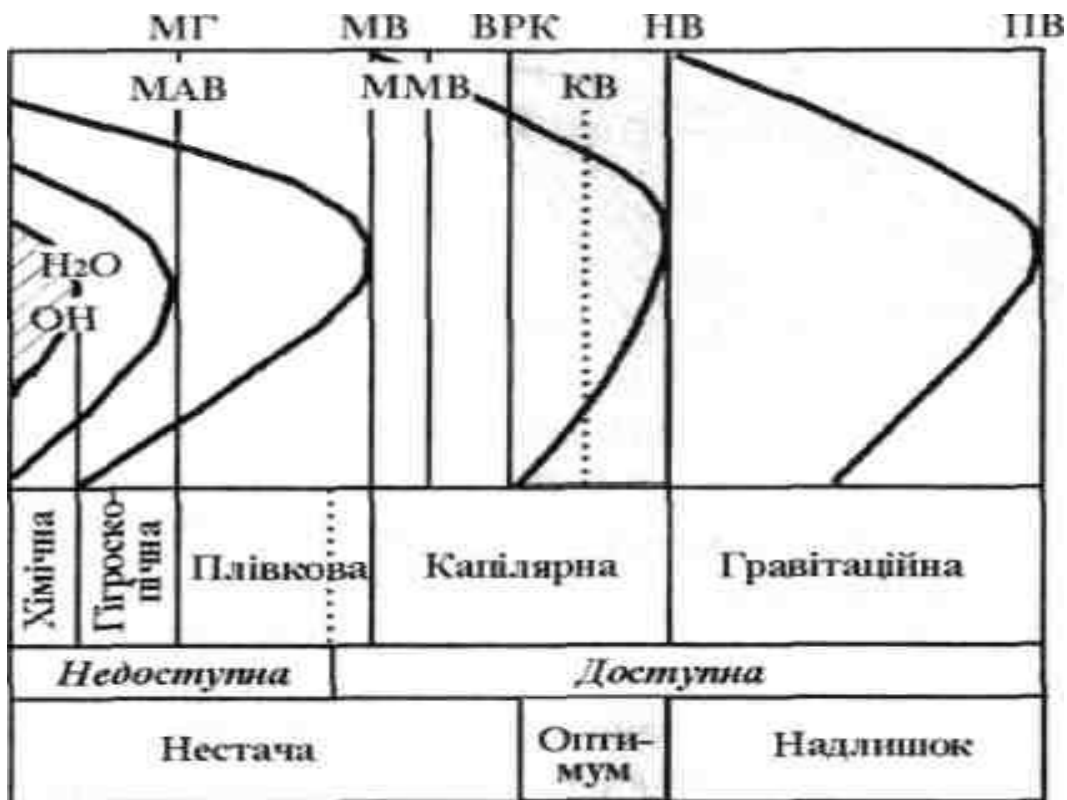


Рисунок 11.2 - Форми ґрунтової води та їх відношення до рослин

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. 11.3).

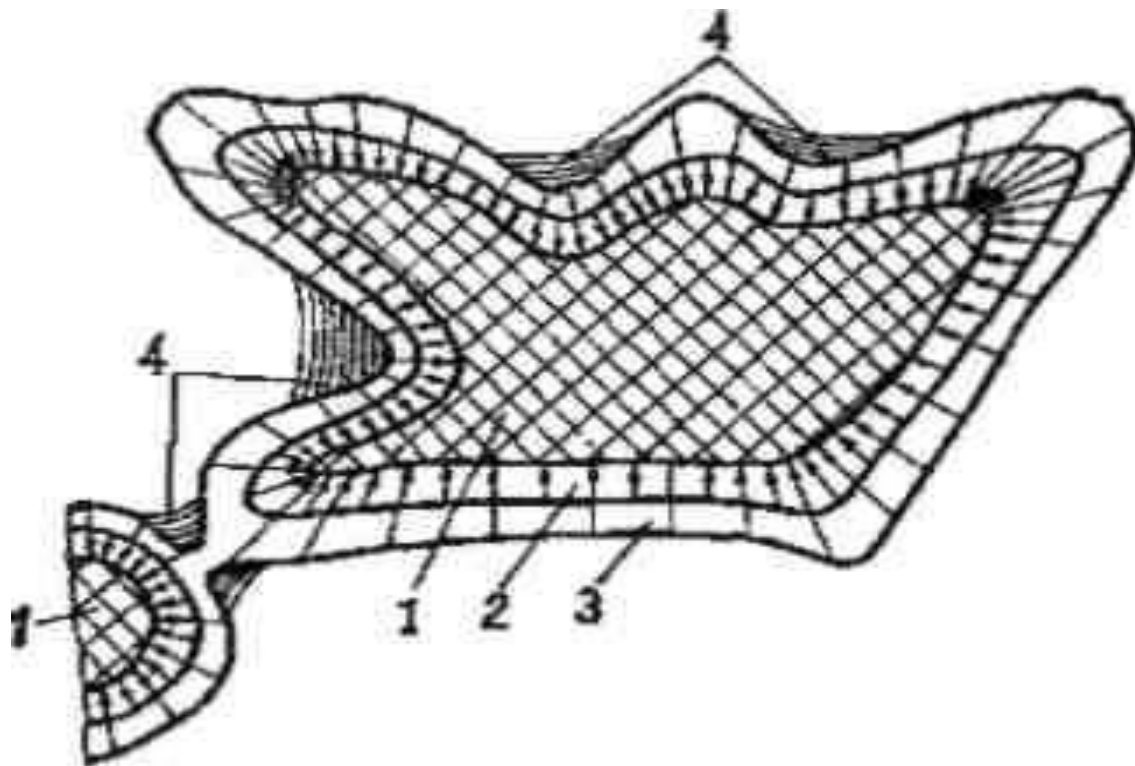


Рисунок 11.3 - Сорбція води ґрунтом (за *Н.А.Качинським*):

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 полімолекулярну 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

грунтах 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 понад 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 крупнозернистим, 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 підстиляють 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, тяжкі суглинки, сланці).

Розрізняють такі основні типи підземних вод (рис. 11.4):

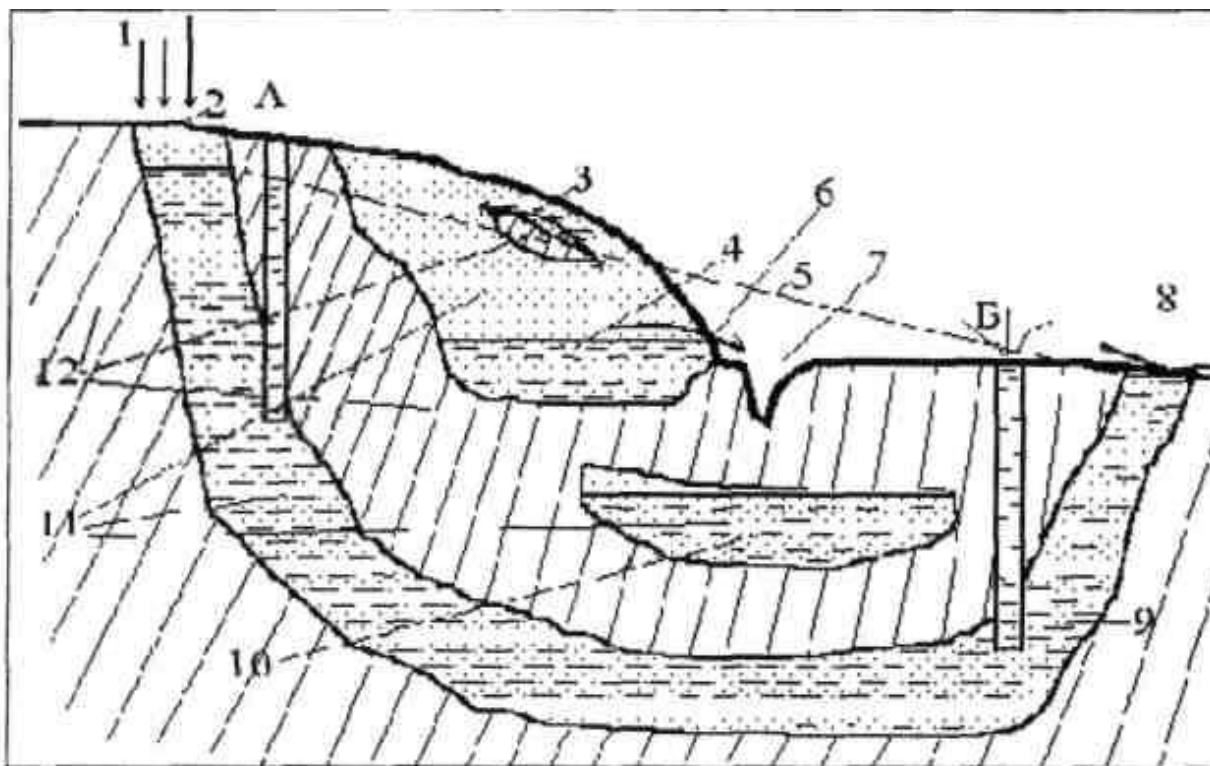


Рисунок 11. 4 - Схема залягання підземних вод:

1 – опади; 2,8 – зона живлення й розвантаження артезіанських вод; 3 – вершова; 4 – ґрунтові води; 5 – п'єзометрична лінія; 6 – низхідне джерело; 7 – річка; 9,10 – міжпластові напірні й безнапірні води; 11 – водоносні породи; 12 – водотривкі породи (водоупор); А, Б – артезіанські свердловини.

Верховодка – пристосована 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, призводить до утворення гідроморфних ґрунтів.

11.2. 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. $ВВ \sim 1,5МГ$, 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, $\sim 65-70\%$ 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 характеризуються 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 званій 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 вологості. Ця вода рухома й рослини можуть поглинати її. Різниця між найменшою вологостістю 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 вологості.

Висновки

Формами води називаються порції ґрунтової води, які мають однакові властивості.

Загальна кількість води в ґрунті в даний момент, виражена в% по відношенню до абсолютно сухої наважки, називається його вологістю. Вологість ґрунту 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.

Максимальна кількість води, яку може поглинути ґрунт з пароподібного стану при відносній вологості повітря приблизно 95-100%, називається максимальною гігроскопічністю (МГ).

Максимальна кількість плівкової води в ґрунті називається максимальною молекулярною вологоємністю (ММВ).

Вільна вода міститься в ґрунті понад ММВ, знаходиться поза дією сорбційних сил і присутня у двох формах: капілярна вода і гравітаційна вода. Рух гравітаційної води через ґрунт називається фільтрацією. Гравітаційна вода ділиться на просочувану й підперту (підземну).

Розрізняють такі основні типи підземних вод: верховодка, ґрунтова вода; міжпластова вода.

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.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати і доповіді на теми: «Кислотність ґрунтів, її форми» і «Лужність ґрунтів та її форми».
3. Підготувати самостійно теми: „Рідка компонента ґрунтів і класифікація видів води в ґрунті” і «Класифікація видів води в ґрунті».

Питання для самоконтролю:

1. Які чинники впливають на вологість ґрунту?
2. Розкажіть про сорбційні, меніскові та гравітаційні сили, які діють на ґрунтову воду.
3. Дайте характеристику хімічно зв'язаній, фізично зв'язаній та вільній формам рідкої ґрунтової води.
4. Назвіть основні типи підземних вод.
5. Дайте пояснення терміну „водоутримуюча здатність”.
6. Яке значення для рослин мають водно-фізичні властивості ґрунту?

Лекція № 12

Тема: „Окисно - відновний режим ґрунтів”

План

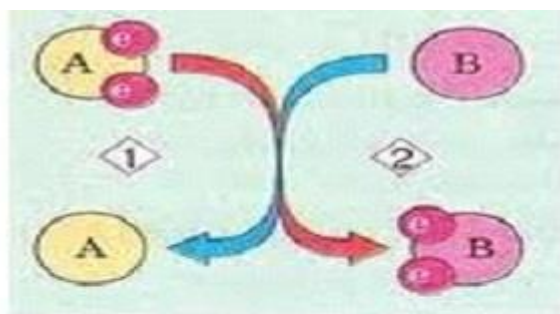
12.1. Показники окисно-відновного режиму ґрунтів.

12.2. Залежність окисно-відновного потенціалу (ОВП) від режиму вологості.

12.3. Роль окисно-відновних процесів у ґрунтоутворенні і родючості ґрунтів.

Висновки.

12.1. Показники окисно-відновного режиму ґрунтів



Окисно-відновний процес.
1. Окиснення:
відновник А втрачає електрони й окиснюється.
2. Відновлення: окисник В приєднує електрони й відновлюється

Рисунок 12.1 – Окисно – відновний процес

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): $\text{Fe}^{3+} \longrightarrow \text{Fe}^{2+}$; $\text{Mn}^{4+} \longrightarrow \text{Mn}^{2+}$. Зворотні процеси мають назву “відновлення”;

б) незворотними (в процесі зміни ОВ режиму втрачається ряд речовин у вигляді газів, осаду): $\text{NO}_3^- \longrightarrow \text{NO}_2 \longrightarrow \text{N}_2$.

У ґрунті широко розповсюджені окисно-відновні процеси і в цьому відношенні його можна розглядати як складну окисно-відновну систему. Процесами окиснення називаються:

- приєднання кисню: $2\text{KNO}_2 + \text{O}_2 \rightarrow 2\text{KNO}_3$;
- віддача водню;
- віддача електронів без участі водню і кисню: $\text{Fe}^{2+} - e \rightarrow \text{Fe}^{3+}$.

Реакції окиснення і відновлення завжди протікають одночасно. У цьому процесі беруть участь дві або кілька речовин: одні втрачають електрони, окиснюються (*реакція окиснення*), інші – приєднують електрони, відновлюються (*реакція відновлення*). Донор електронів називається *відновником* (він окиснюється), акцептор – *окиснювачем* (він відновлюється). У загальному вигляді реакція записується так:

$$+ n e^-$$

$$\text{Ox} \rightarrow \text{Red},$$

$$- n e^-,$$

де Ox – окиснювач; Red – відновник; e – електрони; n – кількість електронів, що беруть участь у реакції.

Окиснювальні процеси проходять при перетворенні органічної речовини в ґрунті. Наприклад, окиснення тирозину та інших ароматичних амінокислот у меланіни, окиснення сполук ненасиченого ряду, окиснення дубильних речовин, цукрів, амінокислот, білків та інших речовин, що входять до складу рослинних решток. В цілому, окиснювальним процесом є також гуміфікація.

Більшість реакцій окиснення органічних речовин ґрунту відноситься до групи необернених. Оберненими окисно-відновними реакціями є широко розповсюджені в ґрунті реакції окиснення і відновлення заліза ($\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$), марганцю ($\text{Mn}^{4+} \rightarrow \text{Mn}^{2+}$), азоту ($\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^-$). У ґрунті проходить окиснення і відновлення кисню і водню ($\text{O}_2 \rightarrow \text{O}_2^-$; $\text{H}_2 \rightarrow 2\text{H}^+$), сірки ($\text{SO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{S}$), вуглецю ($\text{CO}_2 \rightarrow \text{CH}_4$). Більшість з цих реакцій має біохімічну природу, тобто тісно пов'язана з розвитком мікробіологічних процесів. Тому інтенсивність останніх значною мірою впливає на ступінь розвитку окисно-відновних процесів.

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:

$$ОВП = E_o + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[Ox]}{[Red]},$$

де

[Ox],[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_o – нормальний потенціал, коли [Ox]:[Red]=1.

Вимірюється ОВП за допомогою потенціометра й виражається в мВ. Як електрод порівняння використовують каломельний електрод. Величина окисно-відновного потенціалу (E_{ов}) характеризується рівнянням Петерса.

Згідно з рівнянням, чим вища концентрація окисника, тим вищий потенціал. Якщо активні концентрації окисника і відновника однакові, то відношення (окисн.)/(віднов.) дорівнює одиниці і тоді E_{ов} = E_o.

Потенціал системи, в якій активність окисника і відновника однакові і дорівнюють одиниці, називається нормальним потенціалом окисно-відновної системи.

2.ОВП по відношенню до водню називається **Eh**.

$$Eh = E_o + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[H^+]^2}{[H_2]}, \text{ або } Eh = 0.029 \lg \frac{[H^+]^2}{[H_2]}$$

E_h 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 E_h до 200 і нижче розвиваються анаеробні процеси, втрачаються нітрати, появляються сірководень, метан, збільшується концентрація закисного заліза, відчувається дефіцит фосфору тощо.

Зміну потенціалу вираховують до умовного стандартного електрода. В електрохімії за нього прийнято водневий електрод. Потенціал стандартного нормального водневого електрода (який насичений при тиску в 1 ат газоподібним воднем і знаходиться в рівновазі з розчином, активність водневих іонів якого рівна одиниці) умовно вважається рівним нулю. Величина і знак заряду інших електродів, що використовуються при визначенні ОВП системи, встановлюється шляхом порівняння з водневим електродом.

3. Напруженість окисно-відновних процесів у ґрунтах певною мірою пов'язана з умовами реакції середовища – з величиною рН. Реакція середовища впливає на інтенсивність і спрямованість мікробіологічних процесів.

Для одержання порівняльних даних по окисно-відновних умовах в середовищах з різною величиною рН *Кларк* запропонував використовувати показник rH_2 , який являє собою від'ємний логарифм тиску концентрації молекулярного водню.

$$rH_2 = \frac{E_h}{30} + 2 \text{ рН}$$

Величина rH_2 , вища за 27, свідчить про переважання в ґрунті окисних процесів. Для відновних процесів у ґрунтах характерна величина, нижча 27 (22-25). При інтенсивному розвитку відновних процесів величина rH_2 нижче 20.

Конкретний прояв окисно-відновних процесів у ґрунті залежить від його генетичних особливостей та стану водно-повітряного й температурного режимів. Тому різні ґрунти мають свої особливості у розвитку окисно-відновних процесів та сезонної динаміки їх прояву.

В дерново-підзолистих ґрунтах нормального зволоження величини ОВП змінюються в межах 550-750 мВ, у чорноземах – 400-600. Найбільш низькими потенціалами характеризуються болотні ґрунти та ґрунти рисових полів, що перебувають під тривалим затопленням. При значеннях E_h менше 200 мВ спостерігається інтенсивний розвиток відновних процесів з типовими ознаками глеєутворення. Ґрунти нормального зволоження характеризуються відносно вирівняною величиною ОВП впродовж вегетаційного періоду, однак у періоди підвищеного зволоження ґрунтів і найбільш інтенсивного розвитку мікробіологічних процесів спостерігається деяке зниження його величини.

Найбільш контрастною динамікою окисно-відновних процесів характеризуються ґрунти, яким притаманне тимчасове перезволоження: дерново-підзолисті, бурувато-підзолисті, дерново-глеєві та інші.

12.2. Залежність окисно-відновного потенціалу (ОВП) від режиму вологості

Оскільки розвиток окисно-відновних процесів у ґрунті тісно пов'язаний з умовами його аерації, а, отже, й залежить від усіх властивостей ґрунтів, що визначають стан газообміну (структура, щільність, гранулометричний склад і т.п.) і, перш за все, від вологості.

Інтенсивність і спрямованість окисно-відновних процесів залежать від стану зволоження і аерації ґрунтів, а також від вмісту в них органічної речовини і температурних умов, сприятливих для розвитку біохімічних процесів.

Погіршення аерації в результаті перезволоження ґрунту, ущільнення, утворення кірки та інших причин призводить до зниження окисно-відновного потенціалу. Найбільш різке падіння потенціалу відбувається в ґрунтах при вологості, близькій до повної вологоємності, коли порушується нормальний газообмін ґрунтового повітря з атмосферним. Крім того, суттєво впливає на окисно-відновні процеси в ґрунті вміст і форма органічних речовин. Швидке зниження величини потенціалу при перезволоженні ґрунту спостерігається, як правило, тільки в гумусових горизонтах. Свіжа, не розкладена органічна речовина, що містить багато білків і розчинних

вуглеводів, – найліпший матеріал для життєдіяльності мікроорганізмів, сприяє інтенсивному розвитку відновних процесів у перезволоженому ґрунті.

Для кількісної характеристики окисно-відновного стану ґрунту використовують величину окисно-відновного потенціалу (ОВП), який, як правило, є опосередкованим, оскільки будь-який ґрунт містить одночасно окиснені та відновлені форми сполук, що і зумовлюють величину ОВП, яку визначають експериментально.

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.

12.3. Роль окисно-відновних процесів у ґрунтоутворенні і родючості ґрунтів

Окисно-відновні 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 абсолютною перевагою окиснювальної обстановки (автоморфні ґрунти степів, напівпустель, пустель – чорноземи, каштанові, сіро-коричневі, бурі

напівпустельні, сіроземи тощо);

- ґрунти з перевагою окислювальних умов при можливому прояві відновлювальних процесів в окремі вологі роки або сезони (автоморфні ґрунти тайгово-лісової зони, вологих субтропиків – 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: ортштейни, 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.

Ґрунти утворюються під впливом клімату, живих організмів, складу і будови материнських гірських порід, рельєфу місцевості і віку території. Від клімату залежить кількість опадів, що впливає на розвиток рослинності, життєдіяльність мікроорганізмів, розчинення різних сполук у ґрунті та їх переміщення. Температура впливає на перебіг хімічних і біохімічних реакцій.

У результаті окисно-відновних процесів та багатьох інших складних процесів формується хімічний склад ґрунту. Ґрунт складається з різноманітних мінеральних, органічних та органо-мінеральних сполук.

Утворення і нагромадження гумусу в ґрунті є одночасно результатом розкладання та синтезу органічних продуктів, які утворюються із рослинних і тваринних залишків. Процеси розпаду органічних решток і формування гумусу ґрунту мають складний ферментативний характер і відбуваються за безпосередньої участі мікроорганізмів (в основному - бактерій і грибів).

Одна частина проміжних продуктів розкладання органічних залишків повністю розщеплюється мікроорганізмами до мінеральних елементів, тобто мінералізується, а утворені мінеральні речовини використовуються зеленими рослинами.

Частина йде на живлення самих мікроорганізмів, в результаті чого утворюються нові органічні речовини.

А ще одна частина продуктів розпаду органічних речовин проходить тривалий шлях перетворень (окислення, поліконденсації, полімеризації), які відбуваються поза мікроорганізмами за участі виділених ними ферментів. У результаті цих процесів утворюються гумусові, або перегнійні, речовини, а сам процес їх утворення називається гуміфікацією.

У середньому 80-90% органічних решток мінералізується до кінцевих продуктів і лише 10-20%, а інколи і менше, бере участь в утворенні гумусу або нагромаджується в ґрунтах у формі стійких до розпаду сполук.

Наприклад, з 1 т внесеного підстилкового гною у ґрунтах Полісся утворюється 42 кг, Лісостепу - 54 і Степу - 56 кг гумусу. Тобто, коефіцієнт перетворення гною в гумус становить близько 5%.

Отже, внаслідок зазначених перетворень органічних сполук у ґрунті утворюється складна суміш органічних речовин, таких, як малорозкладені рослинні рештки, проміжні продукти їх розкладу, колоїдні комплекси власне гумусових речовин і розчинні (що швидко мінералізуються) органічні сполуки.

Важливість накопичення гумусу в ґрунті зумовлена тим, що: 1) гумус - це джерело мінеральних елементів живлення для рослин; 2) компоненти гумусу з частинками ґрунту утворюють комплекси, які покращують структуру і зумовлюють поглинальну здатність ґрунту; 3) гумусові кислоти прискорюють процеси вивітрювання мінералів тощо.

Висновки

В ґрунті існує багато окисно-відновних систем. Вони бувають зворотними та незворотними. Реакції окиснення і відновлення завжди протікають одночасно.

Основними характеристиками інтенсивності та напрямку ОВ процесів у ґрунті є: 1). Окисно-відновний потенціал (ОВП); 2) ОВП по відношенню до водню називається E_h ; 3) Напруженість окисно-відновних процесів у ґрунтах пов'язана з умовами реакції середовища – з величиною рН; 4). Конкретний прояв окисно-відновних процесів у ґрунті залежить від його генетичних особливостей та стану водно-повітряного й температурного режимів.

Інтенсивність і спрямованість окисно-відновних процесів залежать від стану зволоження і аерації ґрунтів, а також від вмісту в них органічної речовини і температурних умов, сприятливих для розвитку біохімічних процесів.

Для кількісної характеристики окисно-відновного стану ґрунту використовують величину окисно-відновного потенціалу (ОВП), яку визначають експериментально. Вологість ґрунту, надлишкове зрошення, погіршення аерації, внесення свіжої органічної речовини призводить до зниження ОВП.

За характером ОВ-режиму ґрунти поділяються на групи: ґрунти з абсолютним домінуванням окиснювальної обстановки, ґрунти з пануванням окислювальних умов при можливому прояві відновлювальних процесів в окремі вологі роки або сезони, ґрунти з контрастним ОВ-режимом, ґрунти зі стійким відновлювальним режимом.

Утворення і нагромадження гумусу в ґрунті є одночасно результатом розкладання та синтезу органічних продуктів, які утворюються із рослинних і тваринних залишків. Процеси розпаду органічних решток і формування гумусу ґрунту мають складний ферментативний характер і відбуваються за безпосередньої участі мікроорганізмів.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді на тему: „Взаємодія між компонентами

грунту”.

3. Підготувати самостійно тему: „Ґрунтове повітря”.

Питання для самоконтролю:

1. Поняття про окисно-відновний режим ґрунтів.
2. Опишіть реакції окиснення і відновлення.
3. Дайте пояснення показника „окисно-відновний потенціал”.
4. Який показник використовують для одержання порівняльних даних щодо окисно-відновних умов у середовищах з різною величиною рН?
5. Як вологість ґрунту впливає на значення показника ОВП?
6. Як окисно-відновні процеси впливають на родючість ґрунту?

Розділ 10. Родючість ґрунту

Лекція № 13

Тема: „Фактори і закономірності природної родючості ґрунтів.”

План

Вступ.

13.1 Фактори і закономірності природної родючості ґрунтів.

13.2 Категорії ґрунтової родючості, їх суть і коротка характеристика.

13.3 Підвищення родючості та окультурювання ґрунтів.

13.4 Закон "спадаючої родючості ґрунтів", його критика.

Висновки.

Вступ

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 Ізіда, 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 XIX ст. *Теєр*, 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 XIX ст. 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 сівозміни 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).

13.1. 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 леліяти 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 режим; рослинність і мікробіологічна активність (рис. 13.1).



Рисунок 13.1 - Природні фактори родючості (за *О.М. Грінченко*м)

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.

13.2. 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 цілинним 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 ступеня 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.

13.3. 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.

13.4. 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 XX 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 відносно й умовне застосування до тих випадків, коли техніка, засоби виробництва залишаються без змін. Головною тезою його прибічників є лише відносно 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 навіщо 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.

Висновки

Під родючістю ґрунту розуміють здатність ґрунту забезпечувати рослини всіма необхідними умовами росту і розвитку.

Родючість ґрунту утворюється під дією природних і соціально-економічних факторів; виділяють три категорії ґрунтової родючості: природну, ефективну і економічну.

Родючість ґрунту здатна до відтворення і в природних умовах, і при сільськогосподарському використанні ґрунту. Відтворення родючості може бути

розширеним, простим і неповним.

Зниження родючості ґрунту відбувається за рахунок трьох основних процесів: антропогенна деградація; виснаження ґрунту; стомлення ґрунту.

Для підвищення ефективної і природної родючості треба впроваджувати науково обґрунтовані системи землеробства, що може забезпечити окультурювання ґрунтів, тобто формування ґрунтів із більш високим рівнем ефективної й потенційної родючості.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді на тему: „Порівняльна характеристика областей України за станом родючості ґрунтів”.
3. Підготувати самостійно теми: „Підвищення родючості та окультурювання ґрунтів” і «Динаміка внесення мінеральних добрив для підвищення родючості ґрунтів».
4. Підготуватися до виконання модульної контрольної роботи.

Питання для самоконтролю:

1. Опишіть коротко історію розвитку поглядів на сутність родючості ґрунтів.
2. Дайте визначення ґрунтової родючості, критично проаналізуйте закон "спадаючої родючості ґрунтів".
3. Обґрунтуйте виділення категорій родючості ґрунтів.
4. Опишіть фактори природної родючості ґрунтів.
5. Поясніть, для чого проводять окультурювання ґрунту.

Модуль 3. СИСТЕМАТИКА, КЛАСИФІКАЦІЯ, СТРУКТУРА ТА ГРУНТОВО –
ГЕОГРАФІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ УКРАЇНИ. ЗЕМЕЛЬНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ. ГРУНТОВИЙ
ПОКРИВ СВІТУ

Розділ 11. Систематика, класифікація та загальні закономірності географії
грунтів

Лекція № 14

Тема: «Класифікація ґрунтів»

План

14.1. Поняття про класифікацію ґрунтів.

14.2. Принципи класифікації ґрунтів України.

Висновки.

14.1. 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 якесь визначення, показує його відмінність від інших природно-історичних тіл, скажімо, від гірської породи, дерева, лісу і т.п., звичайно, у тому разі, якщо в термін "ґрунт" попередньо вкладене цілком визначене поняття. Якщо необхідно бути більш точним, треба до слова "ґрунт" додати щось ще, якесь 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 більш дрібні 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 органо-мінеральний новоутворень;

в) однотипним характером міграції 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 "центральный", 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, контактено-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 ступенем еродованості (слабо-, середньо-, сильнозмитий ґрунт, слабо-, середньо-, сильноокультурений 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*), слабо 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.

14.2. Принципи класифікації ґрунтів України

Нинішня класифікація ґрунтів є продуктом узагальнення досягнень ґрунтознавства і агрохімії, спрямованих на розв'язання науково-практичних завдань. Така класифікація базується на принципах зональності, генетичності, ієрархічності, субстативності, спадкоємності та розумної доцільності.

Принцип зональності. Ґрунт як природно-історичне тіло і предмет людської діяльності, як основний засіб сільськогосподарського виробництва не може бути відірваний від географічних умов його формування. Ця функціональна залежність генезису та властивостей ґрунтів від факторів ґрунтоутворення є головним законом ґрунтознавства, який відображає єдність ґрунту і середовища.

Генетичний принцип реалізується через оцінку генетичного профілю ґрунту. В існуючих класифікаціях вона здійснюється за морфоло-генетичною будовою профілю.

В останньому варіанті класифікації генетичний принцип поряд з будовою профілю за генетичними горизонтами реалізується також через критерій – коефіцієнт профільного нагромадження гумусу (КПНГ), який представляє собою співвідношення між вмістом гумусу в профілі та кількістю фізичної глини в ньому.

Принцип ієрархічності (підпорядкування) виражається в диференціації ґрунту як природного тіла послідовно підпорядкованій системі таксономічних одиниць, кожна з яких має власний кількісний показник. Детально на них спинимось при розгляді таксономії ґрунтів.

Принцип субстативності (за параметрами складу і властивостей) пов'язаний з вивченням особливостей гумусонагромадження, трансформації органічної маси і формування гумусових речовин, оскільки кількість накопиченого гумусу є результат прояву усього комплексу факторів ґрунтоутворення.

Принцип спадкоємності забезпечує установлений порядок складання номенклатурного списку ґрунтів і не допускає його немотивованої зміни.

Принцип розумної доцільності допускає певні відхилення від загальних принципів складання класифікації ґрунтів, оскільки жорстке дотримання цих принципів, як показує світовий досвід, неможливе.

Система таксономічних одиниць класифікації побудована на ієрархічних принципах, тобто її елементи розташовуються у певному порядку – від вищого до нижчого. Генетична еколого-субстативна класифікація включає такі таксономічні одиниці: ряд – тип – підтип – рід – вид – варіант – літологічна серія.

Ряд представляє групу типів ґрунтів з подібною морфолого-генетичною будовою профілю, єдиною спрямованістю пріоритетного ґрунтоутворювального процесу, гумусонагромадження та характеру зволоження. Виділено 11 рядів.

Тип ґрунту – опорна таксономічна одиниця, яка представляє об'єднану групу ґрунтів за однотипними системами генетичних горизонтів і гумусового профілю, за схожості режимів і процесів ґрунтоутворення за рахунок відносної однорідності біокліматичних умов. Типи ґрунтів у польових умовах діагностуються за будовою профілю та морфолого-генетичними властивостями генетичних горизонтів, а уточнюються визначеними параметрами інтенсивності профільного

гумусонагромадження через показник КПНГ.

Підтип ґрунту розкриває зміст типу за інтенсивністю гумусонагромадження у верхній частині профілю, зумовленого підзональними особливостями біокліматичних умов. Діагностується за параметрами коефіцієнта відносної акумуляції гумусу (КВАГ), градації параметрів якого розроблено для кожного типу ґрунтоутворення.

Рід ґрунту – гранулометрична матриця підзонального ґрунтоутворення. Гранулометричному складу належить пріоритетна роль у характеристиці ґрунтів, оскільки він визначає передусім усі параметри ґрунтоутворювального процесу і загальний габітус ґрунту, його родючість. Отже, вміст фізичної глини покладений в основу диференціації ґрунтів на рівні роду.

Вид ґрунту – міра прояву енергетики ґрунтоутворення в межах роду через вплив абіотичних факторів. Видовий рівень проявляється в диференціації ґрунтоутворення за ступенем вологозабезпечення через кількість і засвоєння опадів холодного періоду, що зумовлює різну потужність профілю, дією рельєфних чинників через оглеєння та ксероморфність, а також гомогенних проявів за засоленням і солонцюватістю та за вмістом скелета.

Варіант – таксономічна одиниця у межах виду, яка відображає зміну властивостей ґрунтів у результаті їх сільськогосподарського використання. На цьому рівні виділяються цілинні та освоєні: модальні (ґрунти без істотних змін), окультурені, еродовані, зрошувані, вторинно-осолонцьовані, дренажні, техногенно забруднені та інші.

Літологічна серія – класифікаційна таксономічна одиниця за характером природи ґрунтоутворювальних порід і наявності підстилаючих. На рівні цієї таксономічної одиниці враховується ґрунтоутворювальна порода. Виділяються: лесова, лесоподібна, оглеєно-лесова, давньо-алювіальна, піщана, моренна, водно-льодовикова, алювіальна, глиниста, пісковикова, глинисто-сланцева, мергельна, вапнякова та інші.

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

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 лісостепу; КрГ – зона буроземів гірсько-лісових; КрЯ – зона гірсько-лугових ґрунтів яйл; КрП – зона коричневих ґрунтів південного схилу головного гірського хребта.

Висновки

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. Тип ґрунту – це велика група ґрунтів, що розвиваються в однотипових біологічних, кліматичних,

гідрологічних умовах і характеризуються яскравим проявом основного процесу ґрунтоутворення при можливому сполученні з іншими процесами. Типи ґрунтів розділяються на підтипи, роди, види, підвиди, різновиди, розряди і підрозряди ґрунту.

Повне найменування будь-якою конкретного ґрунту 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.

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.

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.

Класифікація ґрунтів України базується на принципах зональності, генетичності, ієрархічності, субстативності, спадкоємності та розумної доцільності.

Генетична еколого - субстативна класифікація включає такі таксономічні одиниці: ряд – тип – підтип – рід – вид – варіант – літологічна серія.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темою: „ Закономірності розміщення ґрунтів на земній поверхні».

Питання для самоконтролю:

1. Дайте пояснення терміна «таксономічна одиниця (таксон)». Як в ґрунтознавстві використовують таксономічні одиниці для класифікації ґрунтів?
2. Наведіть приклади типів ґрунтів.
3. Які чинники впливають на підтипи ґрунтів?
4. Які ґрунтово - біокліматичні пояси розміщено в Україні?

Лекція № 15

Тема: «**Основи ґрунтового-географічного районування**»

План

15.1 Основи ґрунтового - географічного районування.

15.2 Ґрунтового-біокліматичні пояси, області, зони, провінції, округи, райони.

Висновки.

15.1. Основи ґрунтового-географічного районування

Ґрунтового-географічне районування – це поділ території на ґрунтового-географічні регіони, однорідні за структурою ґрунтового покриву, поєднанням факторів ґрунтоутворення і можливостями сільськогосподарського використання ґрунтів.

Сучасна схема ґрунтового-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. Ґрунтового-біокліматичний пояс
2. Ґрунтового-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 ґрунтового-географічного районування є: на рівнинних

територіях – ґрунтова зона, в горах – гірська ґрунтова провінція.

15.2. Ґрунтова - біокліматичні пояси, області, зони, провінції, округи, райони

Ґрунтова-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 ґрунтова-біокліматичні області.

Ґрунтова-біокліматична область – це сукупність ґрунтових зон і гірських провінцій, об'єднаних (крім радіаційних і термічних умов) подібними умовами зволоження і континентальності, які зумовлюють 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 ґрунтови зони.

Ґрунтова зона – ареал одного або двох зональних типів ґрунтів і супутніх йому інтразональних ґрунтів. Всередині ґрунтових зон на переході до сусідніх зон виділяються **ґрунтови 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

грунтоутворюючих порід. *Грунтовий 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 ґрунто-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. 15.1).

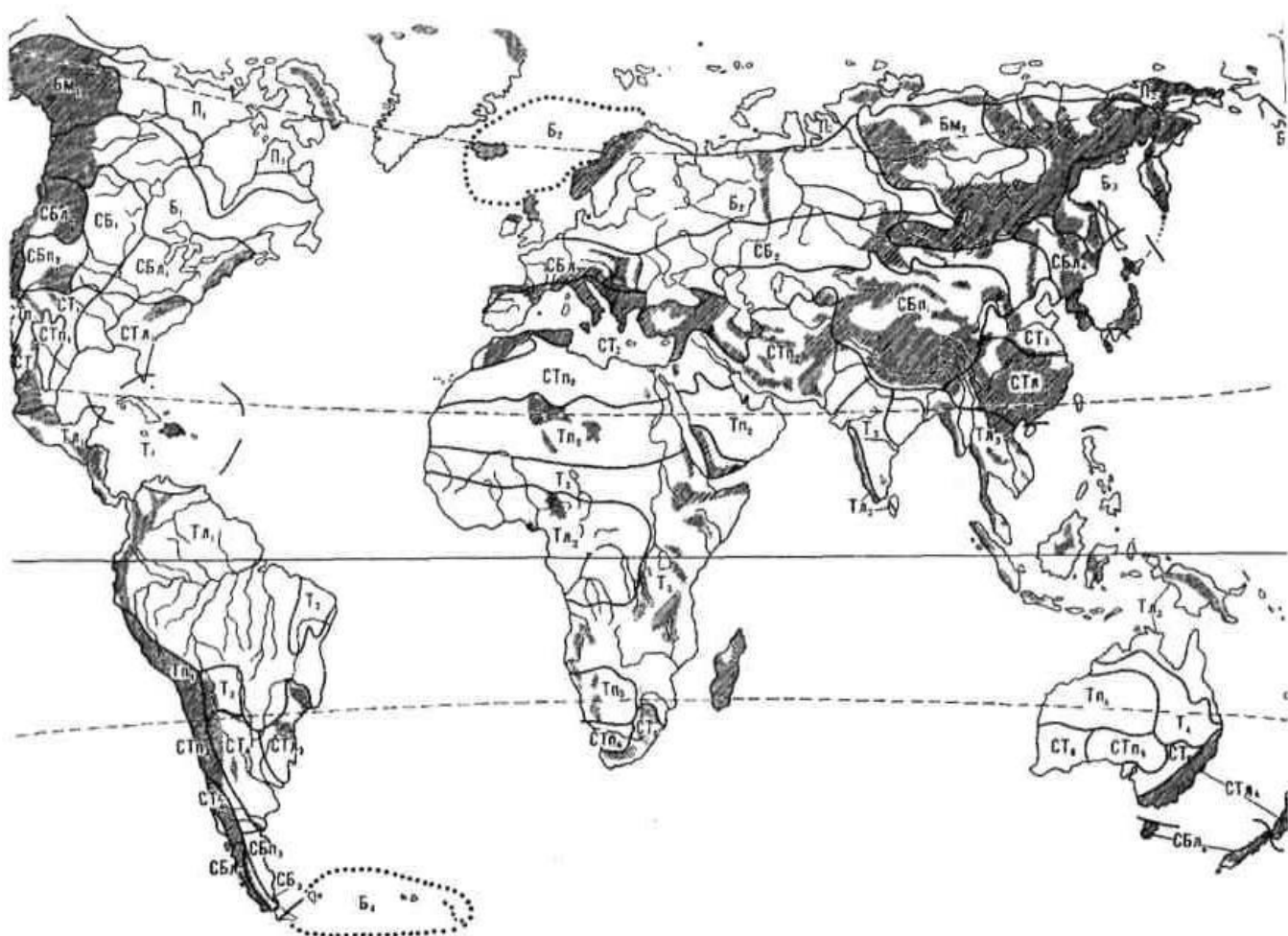


Рисунок 15.1 - Схема ґрунтово-біокліматичних областей світу

1. Полярні області (П): П1 – Північноамериканська; П2 – Євразійська.
2. Бореальні мерзлотно-тайгові області (Бм): Бм1 – Північноамериканська; Бм2 – Східносибірська.
3. Бореальні тайгово-лісові 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 (Тп): Тп1 – Південноамериканська; Тп2 – Афро-Азіатська; Тп3 – Південно-Африканська; Тп4 – Австралійська.

Таке районування дає змогу оцінити в узагальненій формі поширення головних типів ґрунтів Земної кулі в тісному зв'язку з кліматичними умовами.

15.3. Ґрунтово-екологічне районування території України

Зональність природних елементів – об’єктивно-існуючий закон природи, який віддзеркалює розподіл сонячної енергії на різних територіях Земної кулі і тому відображає енергетику біологічних процесів. Ґрунти та ґрунтові комплекси є похідними і разом з тим активними компонентами певних сукупностей природних елементів і фізико-географічних умов. Типи ґрунтового покриву генетично і нерозривно пов’язані з фізико-географічними обставинами – ландшафтними типами місцевості. Ґрунтові різновиди різних територіальних рангів детально повторюють фізико-географічні регіони (зони, підзони, провінції і т. ін.). Тому саме через те, що ландшафтні регіони на території країни чітко закономірні, то таким же чином закономірно розподілені і типи ґрунтового покриву, які представляють ці регіони.

Ґрунтово-екологічна зона – територія поширення певних структур типів ґрунтового покриву і біокліматичних умов, що формують своєрідні ландшафти на ній. В основу виділення зон покладено типи природної обстановки в цілому, а за головний її критерій прийнято типовий склад структури ґрунтового покриву, яка сформувалась за певних умов термічного режиму та зволоження. В Україні виділяють 10 зон (рис.2).

Ґрунтово-екологічна підзона – ареал поширення певних підтипів зональних ґрунтів унаслідок відмінностей у перерозподілі сонячної енергії та вологи в межах зон. Виділено 18 підзон.

Наступними одиницями розподілу ґрунтового покриву на відносно гомогенні території є ґрунтово-екологічні провінції, ґрунтово-екологічні педопарцели та ґрунтово-екологічні педооротопи.

Детальна назва ґрунту за властивостями з послідовним їх переліком щодо ієрархічної системи таксономічних одиниць класифікації у ґрунтознавстві дістала назву номенклатура ґрунтів. Назва ґрунту включає послідовно всі терміни ієрархічної системи таксономічних одиниць. Для прикладу – чорнозем типовий добрегумусоаккумулятивний легкоглинистий підвищено глибокий, освоєний на лесі. Оскільки кожне слово у номенклатурі ґрунту наповнене інформацією відповідно до таксономічного рівня, то повна його назва згідно з класифікаційною схемою

віддзеркалює його генетичну природу і водночас характеризує його основні властивості.

На основі номенклатури ґрунтів при детальних і великомасштабних дослідженнях ґрунтового покриву з метою складання карт ґрунтів та картографічних матеріалів формують номенклатурний список ґрунтів, який являє собою розмежувальний список ґрунтів, розділених за важливими в генетичному і агропромисловому відношеннях показниками.

При дослідженні ґрунтів на першому етапі визначення їхньої генетичної належності проводиться на підставі будови профілю. Він являє собою сукупність генетичних горизонтів, неоднакових за складом, ознаками та властивостями, які виникли в певних умовах ґрунтоутворювального процесу.

Кожний генетичний горизонт з часів В. В. Докучаєва прийнято позначати відповідними символами. В Україні прийнята система символів О. Н. Соколовського, дещо вдосконалена і доповнена, за якою кожний генетичний горизонт позначається початковою латинською літерою слова, що вказує на генетичну суть та особливості складу і стану горизонтів, пов'язаних з проявом основного ґрунтоутворювального процесу.

Національний науковий центр
"Інститут ґрунтознавства та агрохімії ім. О.Н. Соколовського"

Ґрунти України

Масштаб 1:1 430 000

Автори: М.І.Полупан, В.Б.Соловей, В.А.Величко

Київ – Харків
2005

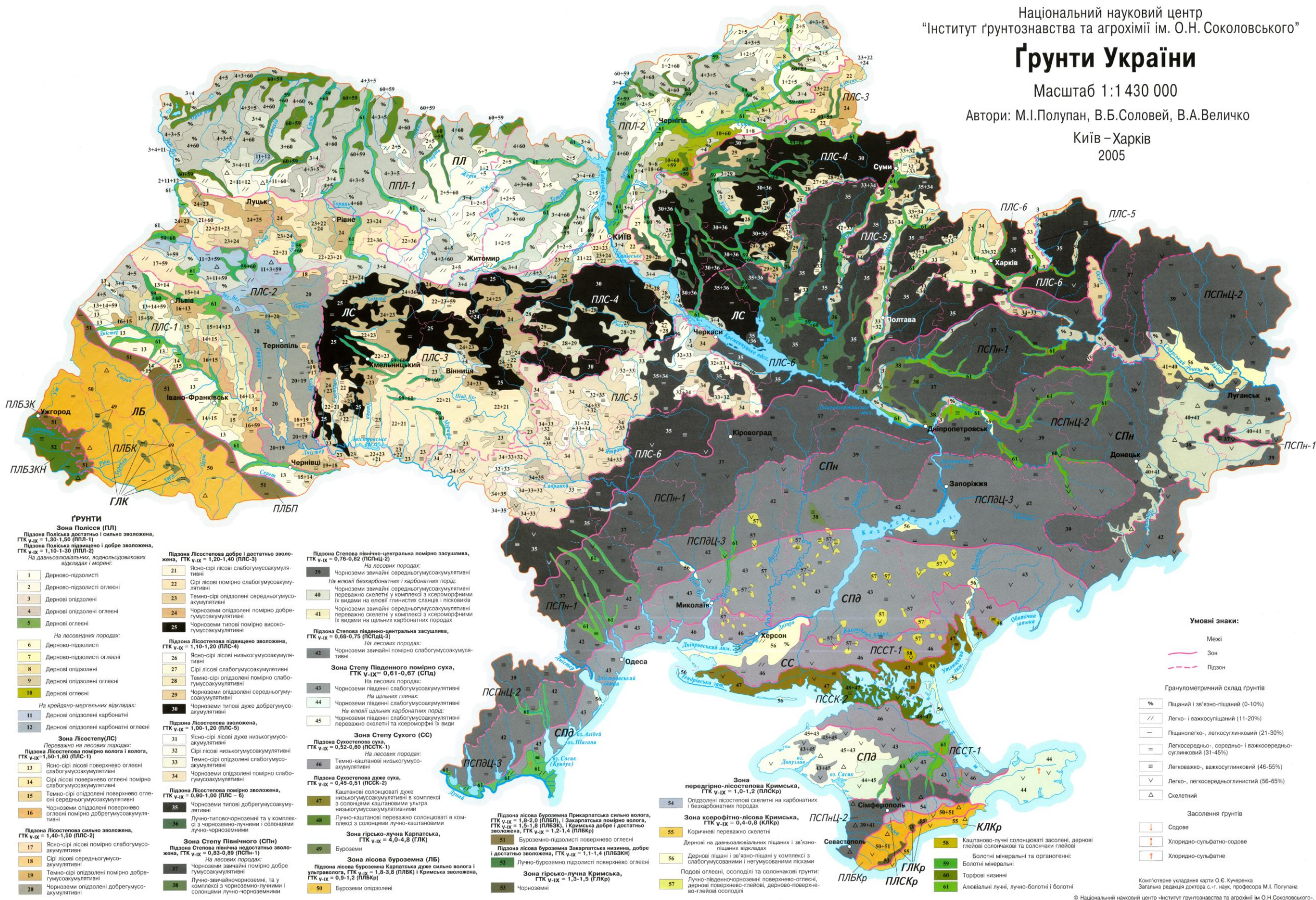


Рисунок 15.2 - Карта ґрунтів України

Наводимо перелік основних символів генетичних горизонтів та їх стислу діагностику за морфологічними ознаками.

Гумусовий (H) – горизонт акумуляції гуміфікованої органічної речовини, рівномірно насичений і тісно пов'язаний з мінеральною частиною ґрунту. Забарвлений в сірий, темно-сірий, коричневий або бурий колір. Звичайно пухкий, добре оструктурений.

Дернинний (Hd) – горизонт, складений наполовину і більше з живого і мертвого коріння трав'янистих рослин.

Елювіальний (E) – горизонт, збіднений мінеральною глинистою речовиною, а в окремих випадках органічною, внаслідок вимивання, забарвлений у білуваті, світло-сірі або палеві кольори, пластинчастий або плитчастий, пухкий.

Ілювіальний (I) – горизонт, збагачений глинистими частинками, рухомими півтораоксидами та органічною речовиною, або без неї, бурувато-червоного, бурувато-коричневого або темно-сірого кольору, щільний, призмоподібної, горіхуватої чи призмоподібно-горіхуватої структури.

Ортзандовий (R) – горизонт, складений зі зцементованого оксидами заліза піску. Він червоного кольору, щільний, безструктурний.

Ортиштейновий (Rg) – горизонт збагачений глиною, півтораоксидами, гелями кремнію, твердий, червонувато-коричневий.

Солонцевий (Sl) – горизонт, в якому ґрунтова маса інтенсивно пептизована і має підвищений вміст рухомих глин та органічної речовини. Збагачений кремнеземом, сірого або чорного кольору, стовпчатої, призмоподібної з глянцевиими гранями структури, щільний, у зволоженому стані безструктурний, в'язкий, набухаючий.

Глейовий (Gl) – горизонт мінеральний або орґано-мінеральний блакитного, сизого, оливкового або неоднорідного кольору, безструктурний.

Торфовий (T) – горизонт, складений більш ніж на 20 % з рослинних решток (деревних, трав'яних, мохових, лишайникових), різного ступеня розкладення.

Перехідний горизонт поєднує ознаки суміжних горизонтів. Позначають перехідні горизонти символами суміжних горизонтів.

Ґрунтоутворювальна порода (P) – гірська порода, з якої сформувався ґрунт.

Підстилаюча порода (D) – порода, що залягає нижче ґрунтоутворювальної.

За наявності кількох провідних ґрунтоутворювальних процесів здійснюється сполучення відповідних символів, при цьому першим із них ставлять символ визначального за морфологічними ознаками: *HE* – гумусово-елювіальний, *HSl* – гумусово-солонцевий, *HGl* – гумусово-глейовий.

В тому випадку, якщо поряд з основними ґрунтоутворювальними процесами мають місце додаткові ознаки, їх позначають малими літерами. Наведемо приклади деяких символів: *h* – наявність у горизонті незначної гумусованості; *e* – наявність у горизонтах окремих лінз, плям освітленого матеріалу або мінеральних зерен кремнезему, які мають білуватий наліт на гранях структурних окремоностей; *i* – наявність незначної ілювіюваності в горизонті; *gl* – наявність ознак оглеєння; *sl* – наявність солонцюватості; *rg* – наявність залізистих цементаций у вигляді лінз або прошарків; *k* – наявність карбонатів; *s* – наявність солей або гіпсу у вигляді вицвітів, нальотів, прожилок, конкрецій, зрощень; *q* – наявність уламків щільних безкарбонатних порід; *z* – наявність копролітів; *al* – наявність алювіального наносного горизонту на поверхні ґрунту; *a* – орні горизонти; *ag* – насипний рекультивований ґрунт; *pl* – плантажовані горизонти; *to* – ознаки, пов'язані зі зрошенням; *t* – ознаки, пов'язані з осушенням.

Характеризуючи ґрунти України, вважаємо за доцільне передусім зосередитись на розгляді найбільш розповсюджених та родючих ґрунтів, які представляють надзвичайно цінний земельний фонд нашої країни.

Тому спочатку розглянемо *ряд ґрунтів автоморфних з акумулятивно-гумусовим профілем*.

ґрунти цього ряду характеризуються акумулятивним гумусовим профілем, формування якого відбувалось під трав'янистою рослинністю за різних гідротермічних умов. Вони мають однотипну будову профілю, у них відсутня диференціація за гранулометричним складом, валовим вмістом R_2O . Гумус міцно зв'язаний з мінеральною частиною.

До цього ряду входять: чорнозем типовий, чорнозем звичайний, чорнозем південний, темно-каштановий ґрунт, каштановий солонцюватий та бурозем.

Ряд ґрунтів опідзолених з гумусоаккумулятивним профілем залягає в Лісостепу, Поліссі та буроземній зоні. Спільним для них є формування під лісовою рослинністю зі значною кількістю трав'янистої. Велика участь трав'янистого покриву у ґрунтоутворенні проявилась у значній і глибокій гумусованості профілю, але в менших параметрах щодо ґрунтів під чистими трав'янистими асоціаціями. В них дуже слабкий перерозподіл мулистих часток і оксидів R_2O_3 , або він може бути відсутнім. Проте зональна специфіка умов ґрунтоутворення позначилася на формуванні своєрідних ознак і властивостей.

Ряд ґрунтів опідзолених з текстурно-диференційованим профілем включає групу ґрунтів, характерною особливістю яких є зосередження органічної речовини у невеликому за потужністю шарі у верхній частині профілю, який має різко виражену текстурну диференціацію за елювіально-ілювіальним типом. Такий тип будови профілю є результатом комплексу відповідних процесів, головним із яких є підзолистий. Лісова рослинність має розвинутий і щільний деревостан, натомість трав'янистий покрив слаборозвинений і представлений тіньюлюбними видами. Для ґрунтів цього ряду характерне періодичне поверхнєве перезволоження і промивний водний режим.

Ряд ґрунтів галогенних з текстурно-диференційованим профілем включає солонці, профіль яких чітко диференційований за елювіально-ілювіальним типом. Їх формування пов'язане із засоленням. Проте за агрономічними якостями і продуктивністю в зональному плані та характером зволоження вони не однакові, що потребує врахування при їхній типології.

Ряд ґрунтів за інтенсивності прояву ґрунтового гідроморфізму в гумусоаккумулятивному профілі характеризується підвищеним зволоженням ґрунтовими водами в умовах понижених відміток земної поверхні.

Ряд органогенних природних і природно-антропогенних ґрунтів об'єднує ґрунти, які формувались в субаквальних умовах шляхом трансформації акумульованих рослинних решток з утворенням органогенних відкладів – торфу різного за потужністю та властивостями. Сформовані на ньому ґрунти значно відрізняються від мінеральних за фізичними, фізико-хімічними та агрохімічними властивостями.

Осушення як атрибут сільськогосподарського використання цих ґрунтів кардинально змінює напрям ґрунтоутворювального процесу і сприяє посиленню різноманітності органічних ґрунтів за рахунок формування нових властивостей.

Висновки

Розгляд особливостей ґрунтового покриву дозволить проаналізувати екологічний стан конкретних ґрунтів та намітити шляхи вирішення багатьох практичних завдань: охорони земель, підвищення їх родючості, раціонального використання ґрунтового покриву за еколого-генетичним статусом ґрунтів тощо.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темою: „Загальна характеристика ґрунтів України”.

Питання для самоконтролю:

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.

Розділ 12. Ґрунти арктичних і тундрових областей

Лекція № 16

Тема: „ Арктичні ґрунти ”

План

16.1. Арктичні ґрунти.

16.2. Тундрові глейові ґрунти.

Висновки.

16.1. Арктичні ґрунти

У межах полярного поясу виділено дві області: Північноамериканську і Євразійську. Кожна з областей ділиться на дві ґрунтові зони – арктичну і субарктичну (тундрову).

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.



Рисунок 16.1 – Білі ведмеді в Арктиці

Клімат – полярний, сухий, дуже суворий, середньорічна температура складає -

10 – +14°C, сума опадів – 50-200 мм на рік, в основному – у твердому вигляді.



Рисунок 16.2 - Арктика

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.16.3):

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.

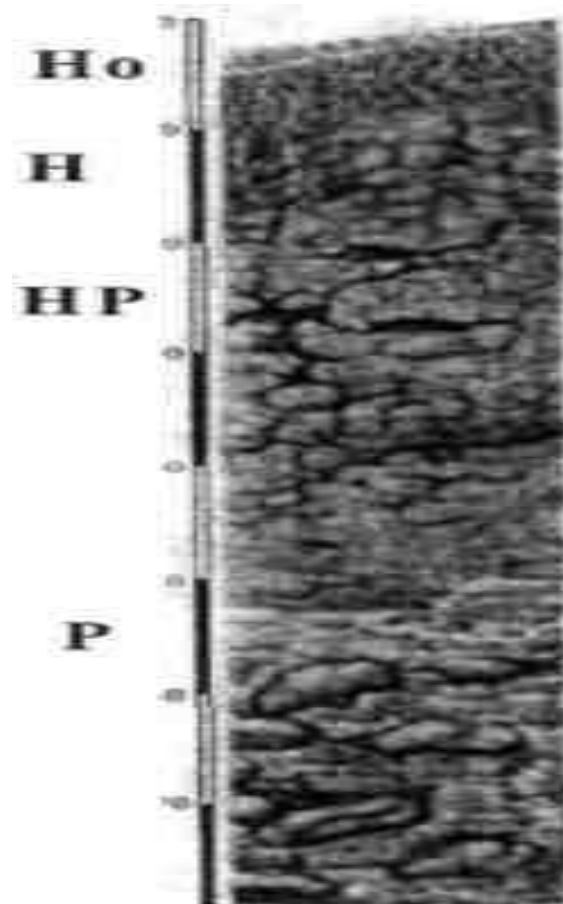


Рисунок 16.3 - Типовий арктичний ґрунт

Арктичні ґрунти містять 1-4% гумусу, що має рівномірний профільний перерозподіл, $\text{C}_{\text{псСфк}} = 0,4-0,5$; $\text{pH} = 6,4-6,8$. $\text{ЄП} = 12-15$ мг-екв, $\text{СНО} = 96-99\%$. 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 слаболужну реакцію середовища, гумусовий горизонт дискретний, потужністю біля 4 см.

Типові гумусові арктичні ґрунти відрізняються значно потужнішим гумусовим горизонтом, більшим вмістом гумусу, відсутністю сольових акумуляцій, слабокислою 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 організувати

мисливські угіддя й заповідники.

16.2. 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 – $+12^{\circ}\text{C}$, 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.

Ґрунтоутворні 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. Несприятливі 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.16.4):

Но – підстилка напіврозкладена мохово-лишайникова, товщиною 3-5см;

Н (НТ,Т) – грубогумусовий, торф'яний або перегнійний, різної товщини (5-30см), темно-бурий чи сірий, суглинковий, багато коренів;

НPG1 – глейовий, плямистий, вологий, іноді тиксотропний, сизий із іржавими чи

бурими плямами;

Р – материнська порода.

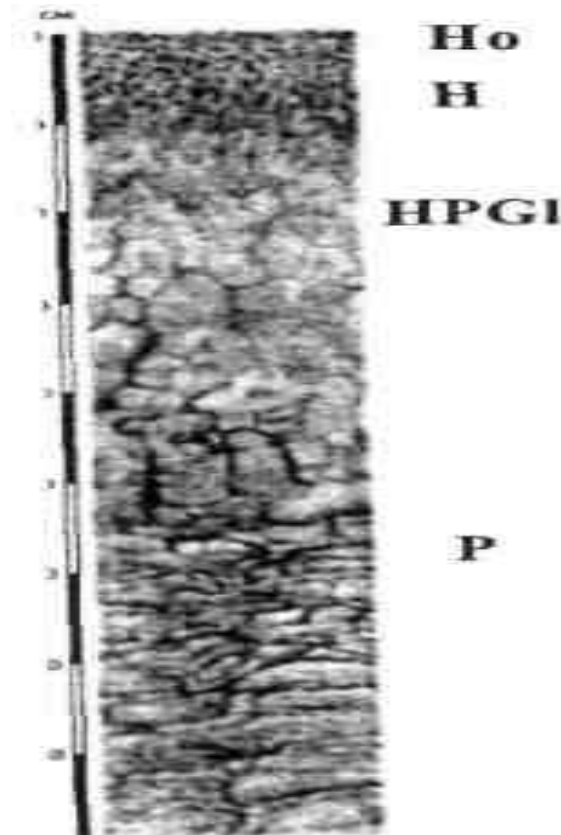


Рисунок 16.4 - Типовий тундрово-глейовий ґрунт

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 кислої 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+НPGI+Р**.

Гумусні тундрово-глейові ґрунти характеризуються гумусовим профілем товщиною 40-60см: **То+Н+НPGI+Р**, більше дреновані, ніж попередні, рН біля 7.

Торф'яні тундрово-глейові ґрунти погано дреновані: **То+Т+НPGI+PGI**, товщиною 60-100 см, зольність торфу досягає 30%, кислі та сильно кислі (рН = 3,7-

5,3).

Перегнійні ґрунти: **To+HT+HPGI+PGI**, слабокислі, CHO = 50-70%.

Дернові тундрово-глейові ґрунти утворюються під злаково-різнотравною рослинністю: **To+Hд+H+HPGI+PGI**, містять 3-7% гумусу.

Опідзолений підтип знаходиться в лісотундрі: **Ho+H(HT)+HE+IGI+PGI**.

Ілювіально-гумусовий ґрунт утворюється в південній частині тундри й лісотундрі на легких породах, які мають добрий дренаж, неоглеєні: **Ho+HT(T)+I_hFe+P**. Своєрідний ілювіально-гумусово-залізистий горизонт – бурий, червонувато-бурий, піщаний. Часто профілі субарктичних ґрунтів деформовані, H- або T-горизонти відсутні, мінеральні горизонти вигнуті, розірвані, поховані.

Субарктичні ґрунти поділяють на типи за наявністю оглеєння (табл. 16.1).

Таблиця 16.1 - Класифікація субарктичних ґрунтів

Типи	Підтипи	Роди	Види
Тундровий глейовий	Аркто-тундровий Гумусний Торф'яний	За ступенем оглеєння	За ступенем опідзолення
Тундровий неглейовий	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.

Висновки

У межах полярного поясу виділено дві області: Північноамериканську і Євразійську. Кожна з областей ділиться на дві ґрунтові зони – арктичну і субарктичну (тундрову).

Група ґрунтів арктичної зони займає площу 7,16 млн. га. і розповсюджена на островах: Земля Франца - Йосифа, Нова Земля, Північна Земля, Північно-Канадський архіпелаг, в північній частині півострова Таймир. Потужність профілю арктичних ґрунтів визначається глибиною сезонного розмерзання й складає в середньому 40 см. Виділяють два підтипи арктичних ґрунтів: пустельні й типові гумусові.

Тундрові глейові ґрунти займають загальну площу у світі біля 39 млн. га і є типовими для тундрової (субарктичної) зони. Тип ґрунтоутворення – тундрово-глейовий, обумовлений несприятливими умовами для розкладу, мінералізації та гуміфікації органічної речовини, що призводить до формування торфу, оторфованої маси та фульвокислот. Можливе також надмерзлотне горизонтальне елювіювання. Ці ґрунти використовують як кормову базу для оленярства, а також можливе локальне вирощування овочів, коренеплодів, трав при внесенні органічних і мінеральних добрив.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темою: „Тундрові глейові ґрунти”.
3. Підготувати самостійно тему: «Особливості ґрунтоутворюючого процесу тундрових глейових ґрунтів».

Питання для самоконтролю:

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.

Розділ 13. Ґрунти бореальних областей.

Лекція № 17

Тема: „Підзолисті ґрунти тайгово-лісової зони”

План

Вступ.

17.1. Особливості процесу ґрунтоутворення підзолистих ґрунтів.

17.2. Характеристика підзолистих ґрунтів тайгово-лісової зони.

Висновки.

Вступ

Бореальний ґрунтово-біокліматичний пояс займає значні території Північної Америки, Європи й Азії. У межах бореального поясу виділено дві групи областей: тайгово-лісові і мерзлотно-тайгові. В тайгово-лісовій зоні основними типами ґрунтів є підзолисті й дерново-підзолисті, а в мерзлотно-тайговій – кріогенні мерзлотно-тайгові ґрунти.

Народний термін “підзол” введено в наукову літературу *В.В.Докучаєвим*. В народі було давно помічено, що землі під лісом мають забарвлення “попелу”.

У чистому вигляді підзолисті ґрунти формуються під хвойними лісами, де відсутня (або майже відсутня) трав’яна рослинність.

Ґрунти підзолістого типу найбільш поширені в природі, їм присвячено велику кількість наукових досліджень, але головне питання – про причину руйнування каолінового ядра (алюмокремнієкисневих тетраедрів) – залишається невирішеним. Основними хімічними реагентами, які руйнують мінеральну частину ґрунту, є, за *В.В.Докучаєвим*, *П.А.Костичевим*, *М.М.Сибірцевим*, “перегнійні кислоти”; за *В.Р.Вільямсом*, *В.В.Пономарьовою* – “група органічних специфічних кислот (фульвокислот)”; за *К.К.Гедройцем* – іон H^+ , який утворюється при дисоціації води ($H^+ + OH^-$), особливо у присутності CO_2 , а за *А.А.Роде* – іон H^+ , джерелом якого є органічні кислоти, що виділяються корінням рослин; за *С.М.Альошиним* та *І.М.Гоголевим* – протоліз; за *С.П.Ярковим*, *І.С.Кауричевим*, *Ф.Р.Зайдельманом*, *В.І.Канівцем*, *Д.Г.Тихоненком* – окисно-відновні процеси.

В.І.Вернадський ще у 20-ті роки ХХ ст. висунув геніальну гіпотезу про те, що каолінове ядро руйнується під впливом мікроорганізмів, які використовують SiO_2 для побудови свого тіла (наприклад, діатомові водорості, губки тощо). *Т.В.Аристовська* виділила групу бактерій з аналогічними функціями, але вони використовують залізо й алюміній, що підсилює розкладення первинних і вторинних алюмосилікатів.

17.1. Особливості процесу ґрунтоутворення підзолистих ґрунтів

Розглянемо детально весь комплекс складних питань про розвиток підзолистого процесу ґрунтоутворення. Головним фактором утворення підзолистих ґрунтів є хвойний ліс. Ліс діє на процес ґрунтоутворення подвійно: прямо (матеріально) і опосередковано(непрямо). Опосередкований вплив лісу на процес ґрунтоутворення зводиться до формування особливого типу водного режиму, який *Г.М.Висоцький* назвав пермацидним (промивним). В цьому випадку ґрунт і підґрунтя промиваються інфільтраційними водами до рівня підґрунтових вод.

Розглянемо долю вологи, яка досягає поверхні ґрунту. Ґрунт в лісі і в степу одержує приблизно однакову кількість вологи. В лісі частина води з дощів (17-50%) затримується на стовбурах, листі, гілках і не досягає поверхні ґрунту. Під лісом складається промивний водний баланс, а в степу – непромивний. На безлісних розчленованих територіях вода стікає в понижені місця, особливо навесні по мерзлому ґрунту; волога сильніше випаровується. В лісі ж складаються гірші для випаровування вологи умови з таких причин: а) ліс знижує швидкість вітру, який є сильним фактором випаровування; б) крона захищає ґрунт від нагрівання, тому температура ґрунту під лісом в жарку погоду набагато нижча, ніж в степу; в) відносна вологість повітря над лісом завжди вища, ніж на безлісних масивах; г) ґрунт під лісом вкритий шаром лісної підстилки (листя, хвоя, сучки, гілочки), яка захищає ґрунт від перегріву; д) підстилка роз'єднує водяні потоки, що зменшує поверхневий стік.

Взимку сніг рівномірно розподіляється по лісовому масиву. Оскільки сніг є поганим провідником холоду, ґрунт під лісом слабо замерзає або зовсім не замерзає. Найголовніше полягає в тому, що навесні до початку танення снігу ґрунт повністю розмерзається. Сніг розтає в лісі поступово, повільно. Тому вся волога просочується в

грунт. Отже, в лісі грунт і підгрунтя промиваються низхідним током вологи влітку, восени та навесні. Інфільтраційні токи вологи промивають всю товщу ґрунту і підгрунтя аж до рівня підґрунтових вод, що типово для пермацидного типу водного режиму.

Прямий (матеріальний) вплив лісу на ґрунтоутворення виявляється у формуванні особливого біологічного кругообігу хімічних елементів (біофілів). Дерева, з яких складається лісова формація, є багаторічними рослинами. Кожний рік вони забирають з ґрунту, підґрунтя багато різних елементів (N, P, K, S, Ca, Mg тощо) для побудови свого тіла, але невелика їх кількість повертається в річний кругообіг хімічних елементів у вигляді лісової підстилки*, яка складається з хвоїнок, листя, сучків, гілочок, з мохово-лишайникових залишків. Підстилка накопичується на поверхні ґрунту. Ці рослинні залишки дуже бідні на кальцій, азот, магній тощо. Зольність опаду хвойних порід складає 0,5-1,7 %, листяних лісів – 1,6-7,0 %, а трав – понад 7-8 %. Але ж підстилка дуже багата на лігнін, смоли, віск, дубильні речовини. Через такий хімічний склад вона піддається дії грибів з утворенням органічних речовин, розчинних у воді. Дуже низький вміст основ (кальцію, магнію тощо) і поживних речовин в горизонті підстилки обумовлює інтенсивне утворення низькомолекулярних кислот (оцтової, лимонної, мурашиної, яблучної тощо), а також комплексу їм подібних сполук – фульвокислот (кренової, апокренової тощо). Ці кислі продукти частково нейтралізуються основами, які звільнюються при мінералізації підстилки, а також основами, які є в материнських породах.

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

* Індекс – Но/Ао/

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 орґано-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 пластинчастолістуватий.

Частина речовин закріплюється нижче елювіального горизонту, утворюючи *ілювіальний* (I) горизонт. Ілювіальний горизонт збагачений мулистими частинками, R_2O_3 й іншими сполуками, Fe-Mn-конкреціями, орґано-мінеральними сполуками у вигляді лакування на гранях структурних відмін, на пісках утворюються орґзанди. В I-горизонті синтезуються вторинні мінерали, він ущільнюється. Багато речовин вимиваються за межі профілю.

У цих же умовах може йти й *гумусоаккумуляція* (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.

17.2. Характеристика підзолистих ґрунтів тайгово-лісової зони

Підзолисті ґрунти належать до групи кислих сіалітних елювіально-ілювіально-диференційованих ґрунтів з характерним типом профілю: $\text{No}+\text{E}+\text{I}+\text{P}$. Це зональний тип ґрунтів тайгово-лісової зони, розташовуються вони великими масивами на Західносибірській низовині, в Скандинавії, північній і середній частинах Європи, Великобританії, на півдні Південної Америки (Вогняній Землі), у 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, $K_z > 1$, сума опадів – 200-600 мм на рік, середньорічна температура складає від +4 до -10°C. Рельєф рівнинний або

плоскогірний, горбисто-хвилястий, тобто різноманітний. Ґрунотворні породи: моренні, покривні суглинки та глини, водно-льодовикові, стрічкові глини, елювій і делювій корінних порід, озерно-стародавньоалювіальні – різного гранулометричного складу, добре дренавані, 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, кедра, 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 Е-І диференціацію профілю – опідзолення, лесиваж, відбілювання.

Профіль підзолистого ґрунту має таку будову (рис. 17.1):

Нл – слаборозкладена лісова підстилка, 5-10 см;

НлН – перехідний, товщиною 2-3 см, сильно збагачений органічними залишками;

Е – підзолистий, товщиною 2-15 см, білястий чи білясто-сірий, плитчастий, шарувато-плитчастий, лускуватий або безструктурний, пухкий;

І – ілювіальний, яскраво забарвлений у вохристо-бурі, бурі тони, дуже щільний, горіхуватий або призматичний, коричневі глянцеві натічні плівки, потужний. Якщо ґрунт піщаний, то Е – білий, мучнистий, безструктурний; І – менш розтягнутий, часто щільно зцементований $\text{Fe}(\text{OH})_3$;

Р – материнська порода.

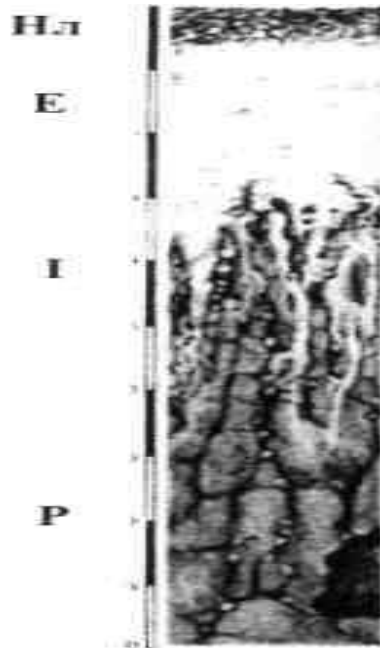


Рисунок 17.1 - Типовий підзолистий ґрунт

За гранулометричним складом підзолисті ґрунти, особливо супіщані і суглинкові, різко диференційовані: мінімум мулу – в Е, максимум – в І. На піщаних породах диференціація не помітна або відсутня. Хімічний склад характеризується збідненням Е-горизонту R_2O_3 і збагаченням його SiO_2 (це важлива діагностична ознака підзолистого процесу), горизонт І має зворотні характеристики. Ґрунти бідні на азот і фосфор. Вміст гумусу малий (1-4%), він зосереджений в НлН-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 І. 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. 17.1).

Таблиця 17.1 - 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+Egl+I+P**, зустрічаються на територіях з сильною заболоченістю.

Роди: залишково-карбонатні бувають як виняток, сформувались на карбонатних материнських породах, закипають в P або I; 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 E-горизонту: слабопідзолисті – E плямами; середньопідзолисті – E суцільний, плитчастий або плитчасто-грудкуватий; сильнопідзолисті – E плитчастий, розсипчасто-листуватий або лускуватий; підзоли – E суцільний, мучнистий, білий.

Висновки

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.

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.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темою: „ Підзолистий процес ґрунтоутворення.”

Питання для самоконтролю:

1. Географічне розміщення бореального ґрунтового-біокліматичного поясу.
2. Які чинники утворення підзолистих ґрунтів?
3. Характеристика підзолистих ґрунтів тайгово-лісової зони.

Лекція № 18

Тема: „ Дерново-підзолисті ґрунти ”

План

Вступ.

18.1. Дерново-підзолисті ґрунти.

18.2. Агрономічна характеристика дерново-підзолистих ґрунтів Полісся.

Висновки.

Вступ

Дерново-підзолисті ґрунти – зональні в Поліссі. Вони є також в Лісостепу, Степу та Передкарпатті. В землеробстві використовується 2489,3 тис. га цих ґрунтів (6,2% угідь України). Серед них виділяються автоморфні типи (34,1% площі поліської зони), поверхнево-гідроморфні (глейові – 1,1%; глеюваті – 6,1%), ґрунтово-гідроморфні (глейові – 32,5%; глеюваті – 26,2%). Змиті ґрунти складають 3,1% площі зони.

Ґрунти сформувалися під мішаними лісами (сосна, береза тощо) на водно-льодовикових, моренних, частково лесовидних та алювіальних материнських породах при промивному водному режимі на водно-льодовикових (флювіо-гляціальних), моренно-зандрових рівнинах, моренних грядках і горбах.

Ґрунтоутворні породи представлені в основному водно-льодовиковими та моренними відкладами піщаного, супіщаного, рідше суглинкового складу. Місцями ці породи мають двочленну будову. Вони підстилаються мореною (1,5% площі с.-г. угідь зони), масивно-кристалічними породами (0,3%, Житомирське Полісся) та крейдо-мергелями (Волинська, Чернігівська області та Мале Полісся).

На невеликій території Полісся ґрунти сформувалися на алювіальних і давньоалювіальних породах.

Профіль дерново-підзолистих ґрунтів має тричленну будову. В ньому виділяються: гумусово-елювіальний (HE), елювіальний (E) та ілювіальний (I) горизонти. Профіль ґрунтів, таким чином, явно диференційований. Диференціація

сильніше проявляється при суглинковому механічному складі і наявності оглеєння, особливо поверхневого. Глибина гумусово-елювіального горизонту в лісових ґрунтах 15-20 см, а в орних співпадає з орним шаром. Елювіальний горизонт зустрічається у вигляді окремих плям або прошарків до 5-7 см; він може бути добре розвинутим з грубизною 10-25 см. У верхній частині елювіальний горизонт сірувато-палевий, слабгумусований, не повністю відмитий від глинистих часточок, а в нижній частині – світло-сірий, сталєво-сірий, складається майже повністю із зерен та уламків кварцу.

Ілювіальний горизонт у ґрунтах піщаного та супіщаного механічного складу складається з червонувато-бурих щільних прошарків, які чергуються з шарами світло-сірого кольору, а у важких за гранулометриєю ґрунтах він червоно-бурий, горіхувато-призматичний або призматичний, щільний.

В орних ґрунтах між елювіальним та ілювіальним горизонтами сформувався глибокий (10-15 см) перехідний шар, який являє собою недозруйнований ілювій. Він складається з прошарків піску, збагаченого глиною. В залежності від глибини елювіального горизонту (ступеня підзолистості) ґрунти поділяються на дерново-слабопідзолисті, дерново-середньопідзолисті, дерново-сильнопідзолисті.

В межах Полісся України розвиваються дерново-прихованопідзолисті ґрунти (“дернові борові”, “борові піски”), які займають вершини високих горбів, гряд. Ці ґрунти мають недиференційований залізистий профіль, їх генетична природа ще не до кінця з’ясована.

Підзолисто-дернові ґрунти відрізняються від дерново-підзолистих інтенсивніше розвиненим гумусовим горизонтом (глибина 26-35 см, іноді 40 см). В орних ґрунтах виділяються орний та підорний горизонти.

Утворилися підзолисто-дернові ґрунти при зміні підзолистого процесу на дерновий найчастіше по периферії неглибоких низин (западин), де немає застійного режиму вологи. Ці ґрунти залягають в нижній частині схилів горбів, гряд тощо.

18.1. 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 борових терасах і стародавніх прируслових валах рік лісостепу й Карпатської гірської області. Великі масиви даних ґрунтів є в Канаді (центральної і східній частині), США (північному сході), середній та східній Європі, Японії, Далекому Сході Євразії.

Клімат зони розповсюдження цих ґрунтів гумідний бореальний, $K_z > 1$, континентальний або різкоконтинентальний. Рельєф різноманітний – як рівнинний, так і розчленований. Ґрунтоутворні породи – водно-льодовикові, моренні, стародавньоалювіальні, 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; Будава цілинного дерново-підзолистого ґрунту така:

Нл – лісова підстилка товщиною 3-5 см;

Не – гумусово-елювіюваний, світло-сірий або білястий, товщиною 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, товщиною 20-120см, затікання органо-мінеральних колоїдів;

Р – материнська порода.

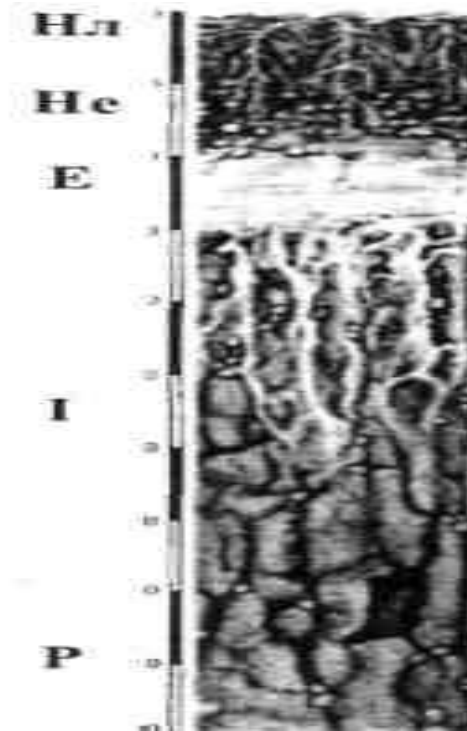


Рисунок 18.1 - Дерново-підзолистий ґрунт

Багато ґрунтів розорано, при цьому їх профіль набуває такого вигляду: Н(е)орн.+Е (Еі)+І+Р. 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 до підзолистих ґрунтів. Гумусу мало (2-3% в He), гумусовий профіль регресивно-акумулятивний, тип гумусу гуматно-фульватний (Сгк:Сфк = 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(т)+HEgl+Egl+Igl+Pgl**.

Види: слабопідзолисті – Е-горизонт являє собою окремі білясті плями або суцільний товщиною до 3 см; середньопідзолисті – Е менший за товщиною від He; сильнопідзолисті – Е більший від He.

Серед дерново-підзолистих ґрунтів, як і серед підзолів, підтипи виділяють за наявністю оглеєння (табл. 18.1).

Таблиця 18.1 - 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%); в) за ступенем оглеєння
Дерново-підзолисті	Ілювіально-залізисті	
Глейові	Ілювіально-гумусові	

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 ретроградується (зв'язується в нерухомі 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.

18.2. Агрономічна характеристика дерново-підзолистих ґрунтів Полісся

Агрономічна характеристика ґрунтів, за *І.С.Кауричевим*, - це оцінка їх складу та властивостей з точки зору розвитку родючості як головної якості ґрунту.

Агрономічна характеристика передбачає також технологічну оцінку з точки зору строків, способів, глибини обробітку ґрунту, внесення добрив, догляду за с.-г. культурами, а також впливу класифікаційних показників (типу, підтипу, виду, різновиду, розряду) та екології (клімату, рельєфу) на умови розвитку рослин і формування врожаю.

Безумовно, агрономічна характеристика ґрунтів обумовлена напрямком та

інтенсивністю ґрунтоутворного процесу. Дерново-підзолисті ґрунти сформувалися під впливом підзолистого та дернового процесів ґрунтоутворення. Головна роль належить підзолистому процесу, який загалом визначає агрономічні властивості ґрунтів. Дерново-підзолисті ґрунти дуже бідні на гумус та елементи живлення, мають кислу реакцію, несприятливі фізичні властивості, короткий верхній горизонт, за яким залягає підзолистий (Е) горизонт з дуже несприятливими властивостями.

Ґрунти залягають на бідних, в основному піщаних і супіщаних породах, в умовах досить вологого (гумідного) клімату та горбисто-грядового рельєфу. Весь цей комплекс характеристик обумовлює низьку природну родючість дерново-підзолистих ґрунтів. Головний напрямок підвищення їх родючості – окультурювання. За *О.М.Грінченком*, це комплекс агротехнічних заходів, спрямований на створення найсприятливіших умов росту та розвитку сільськогосподарських культур і на одержання високих, стабільних, постійно зростаючих урожаїв. Іншими словами, це своєрідна екологічна реорганізація тіла ґрунтів, спрямована на підвищення їх родючості на основі комплексу агротехнічних заходів, здатного підвищити урожайність с.-г. культур. Зрозуміло, що основне завдання окультурення дерново-підзолистих ґрунтів – це зміна напрямку процесу ґрунтоутворення: слід зменшити дію елювіальних явищ і збільшити акумуляцію органічних і мінеральних речовин по профілю ґрунтів.

Комплекс окультурювання дерново-підзолистих ґрунтів передбачає: формування глибокого окультуреного орного шару; систематичне внесення органічних, мінеральних добрив і вапна; введення сівозмін з багаторічними травами та сидеральними культурами; внесення глин (глинування) й адсорбентів (цеоліту), а на оглеєних ґрунтах – боротьба з перезволоженням. Агрономічна характеристика ґрунтів з урахуванням генетичних особливостей базується на таких показниках: а) будова ґрунтового профілю; б) механічний склад; г) фізико-хімічні властивості; д) оглеєність; е) еродованість (змитість); є) ступінь окультуреності.

Будова ґрунтового профілю має виняткове значення для агрономічної характеристики ґрунтів: глибина, кількість і чергування генетичних горизонтів, їх структурність, шпаруватість, щільність – головні показники, які впливають на родючість, тобто на умови розвитку рослин. Головне при цьому – глибина орного та

підорного горизонтів, глибина гумусового та дрібноземного шару. В межах гумусового горизонту складаються найбільш сприятливі умови (водно-фізичні, хімічні, мікробіологічні та ін.) для розвитку рослин. Більш високий урожай с.-г. культур одержують на ґрунтах з глибоким гумусовим горизонтом, якщо інші умови однакові. У природних дерново-підзолистих ґрунтах гумусовий горизонт має товщину 8-10 см у середньо-та сильнопідзолистих і 15-18 см у слабопідзоливстих. Відомо, що під зернові, овочеві й інші культури основний обробіток ґрунту виконують на глибину 20-25см, під технічні культури – 25-27 см. Тому глибина оранки та формування глибокого орного горизонту – завдання дуже актуальне. Загальновідомо, що 85-99% коріння с.-г. культур знаходиться в орному шарі. Зрозуміло, чим більша глибина орного шару, тим більший об'єм кореневої маси, тим краще рослини забезпечені поживними речовинами, водою тощо.

Від генетичної будови профілю та від його властивостей дуже залежить забезпеченість с.-г. рослин вологою. Справа в тому, що в дерново-підзолистих ґрунтах, особливо суглинистих і глинистих, с.-г. рослини не можуть використовувати вологу з нижньої частини профілю ґрунтів, диференційованого під впливом підзолистого процесу. Так, за даними М.Л. Благовидова, загальна шпаруватість у верхніх горизонтах складає біля 48% на суглинках і 50% на супісках, в підзолистому горизонті – відповідно 41-42%, а в ілювіальному – 33-36%. Верхня частина ґрунту більш рихла (пухка), а нижня – щільна. У верхніх горизонтах – крупні пори, а в ілювії, в якій вміт мулуваті та глинисті частки, – тонкі. За законами фізики, волога з тонких капілярів не може пересуватися в більш крупні капіляри. Тому с.-г. рослини не можуть використовувати вологу інших горизонтів. До того ж при зволоженні ілювіальний горизонт набухає, стає в'язким, капіляри звужуються, що затримує воду в цьому й у вище розташованому (Е) горизонтах. Це викликає поверхнєве перезволоження ґрунту, знижує урожайність, навесні затримує початок польових робіт. У зв'язку з цим глибокий орний шар, який формується при окультурюванні ґрунтів, забезпечує рослини кращими умовами живлення та водою.

Важливими показниками будови профілю є структурність і щільність ґрунту. Грудкувато-зерниста структура забезпечує сприятливі фізичні умови (щільність, шпаруватість), фізико-механічні характеристики. Структурні ґрунти пухкі, що

забезпечує добрий розвиток коріння с.-г. культур; вони вимагають менших витрат на обробіток для надання ґрунту пухкого складу. Вологоємність структурних ґрунтів краща, водопіднімальна сила ґрунту менша. Тому випаровування вологи із структурних ґрунтів значно менше. Із структурністю тісно пов'язана також аерація ґрунтів.

Дерново-підзолисті ґрунти мають безструктурні в агрономічному відношенні верхні горизонти (рівноважна щільність – 1,27-1,35 г/см³, а на чорноземах – 1,0-1,05 г/см³), що призводить до зниження урожайності с.-г. культур.

Плодові насадження особливо реагують на щільність ґрунтів. Різні плодові культури вимагають різної щільності ґрунту.

Дуже погані структурні умови та висока щільність характерні для оглеєних ґрунтів. Вони мають низькі показники аерації.

Глибокий культурний, добре гумусований орний горизонт забезпечує оптимальні варіанти щільності, аерації тощо.

Від гранулометричного (механічного) складу багато в чому залежить родючість ґрунтів. Піщано-супіщані ґрунти, особливо піщані, завжди вважалися найбільш бідними, низькородючими. Водні властивості ґрунтів (вологоємність, фільтрація й інфільтрація, водопіднімання) залежать від їх механічного складу. В піщаних ґрунтах мала вологоємність, висока інфільтрація, що обумовлює їх сухість. Рослини на цих ґрунтах завжди страждають від нестачі вологи. Тому ці ґрунти називають “теплыми”. Вони швидко прогріваються сонцем. Весняні польові роботи на них починаються на один-два тижні раніше, ніж на “холодних” суглинкових дерново-підзолистих ґрунтах.

В суглиннистих і глинистих ґрунтах, у зв'язку з підвищеною ємністю вбирання, закріплюється більше гумусу, ніж в легких (піски, супіски). В дерново-підзолистих суглинкових ґрунтах кількість гумусу складає 2-3% і більше в залежності від окультуреності, а в піщаних – 0,7-0,9%.

Бідність ґрунтів на гумус зумовлює їх бідність на головні елементи живлення рослин. За даними Т.Н.Кулаковської, для дерново-підзолистих ґрунтів Білорусі урожай зернових на пісках і супісках без добрив складає 40-60% від урожаю на суглинкових аналогах, картоплі – 60-80%, на фоні NPK(180-200 кг/га) урожай ячменю – 50%,

озимої пшениці - 70%, жита – 92%, картоплі – 85-95%.

Способи, строки, норми внесення органічних і мінеральних добрив тісно пов'язані з механічним складом ґрунту. Бали бонітету піщаних ґрунтів найбільш низькі.

Від механічного складу ґрунту багато в чому залежать такі показники, як пластичність, набухання, збігання, зв'язність, стиглість, питомий опір.

Хімічний склад ґрунтів є однією з найбільш важливих агрономічних властивостей ґрунту. Для дерново-підзолистих ґрунтів важливі такі показники: а) гумусовий стан (кількість, запаси, якісний склад гумусу); б) показники кислотності (рН); в) вміст рухомих форм алюмінію, марганцю, заліза; г) окисно-відновні характеристики; д) валові запаси елементів живлення та рухомих форм N, P, K.

Гумусовий стан відображає потенціальну родючість ґрунту і розглядається як її інтегрований показник. Коефіцієнти кореляції між показниками гумусового стану ґрунтів та урожайністю с.-г. культур, за І.А.Крупеніковим, для всіх ґрунтів лежать в межах 0,75-0,87-0,95.

Гумус обумовлює поживний режим ґрунтів. Органічна речовина ґрунту містить 95-98% всього ґрунтового азоту, 80% сірки, 40-50% фосфору. Якщо в сівозміні повністю забезпечити с.-г. культури азотом мінеральних добрив, то і в цьому випадку рослини використовують 40-50% органічного азоту. Інтенсивність біологічних і біохімічних процесів, міграція поживних речовин безпосередньо або через водний режим пов'язані з органічною речовиною ґрунту. Тому так важливо створювати бездефіцитний або позитивний баланс гумусу, отже, й азоту.

Фізичні та фізико-механічні властивості ґрунту пов'язані з гумусом в умовах одного виду ґрунтів. Так, за даними О.М.Ликова, коефіцієнт кореляції між кількістю гумусу (від 0,5 до 2,0%) у дерново-підзолистих ґрунтах і щільністю ґрунту складає +0,81, а між кількістю гумусу і кількістю водостійких агрегатів +0,65.

Біологічна активність ґрунту, фізико-хімічні характеристики ґрунтів (вбирна здатність, буферність) тісно пов'язані з кількістю та складом органічних речовин. Це особливо важливо для дерново-підзолистих піщаних і супіщаних ґрунтів, де кількість гумусу дуже низька. Дія мінеральних добрив, їх окупність, здатність ґрунту до

самоочищення від важких металів, пестицидів і т. ін. збільшуються при більшій кількості гумусу.

Кількість гумусу в орних ґрунтах виступає як діагностичний показник ступеня окультуреності. Для суглинистих дерново-підзолистих ґрунтів слабоокультурених це 1,5-2,5%, середньоокультурених – 2,5-5,0%; для супіщаних - відповідно 1,5-2,0% і 2,5-3,0%; для піщаних – 0,5-1,5% і 1,5-2,0%. Систематичне внесення на дерново-підзолистих ґрунтах 12-16 т/га органічних добрив підтримує гумусованість цих ґрунтів на рівні 2,5-3,0%. Валові запаси хімічних елементів та елементів живлення (N, P, K) є показниками потенціальної родючості, рухомих – ефективної. Для дерново-підзолистих ґрунтів дуже важливим показником є кислотність. Ці ґрунти, як і інші кислі, за ступенем кислотності поділяються на п'ять груп: дуже сильнокислі (pH_{KCl})-4,0 ; сильнокислі – 4,1-4,5 ; кислі (середньо) – 4,6-5,0 ; слабокислі – 5,1-5,5 ; близькі до нейтральної – 5,6 . Для більшості с.-г. культур найбільш сприятлива реакція ґрунтового розчину лежить в інтервалах рН 6,5-7,5 (слабокисла та слаболужна). В табл.6 наведено дані про реакцію с.-г. культур на кислотність та про оптимальні інтервали рН.

Кислотність ґрунту негативно впливає на рослини, на поживний режим ґрунту, на фізичні властивості, знижує мікробіологічну активність, збільшує кількість рухомих форм алюмінію, марганцю, заліза.

Таблиця 18.2 - Реакція с.-г. культур на кислотність

Рослини	Оптимальний інтервал рН	Рослини	Оптимальний інтервал рН
	5,5-7,5	Жито	6,0-7,0
Овес	5,4-7,7	Чайний кущ	4,5-6,0
Пшениця: яра	6,0-7,5	Люпин	4,5-6,0
озима	6,3-7,5	Тимофіївка	5,0-6,5
Ячмінь	6,8-7,5	Кострець	7,0-7,5

Кукурудза	6,0-7,0	Капуста	6,7-7,4
Горох	6,0-7,0	Помідори	6,3-6,7
Квасоля	6,4-7,1	Морква	5,5-7,0
Гречка	4,7-7,5	Огірки	6,4-7,0
Буряки: кормові	6,2-7,5	Рис	4,0-7,0
цукрові	7,0-7,5	Вика	5,7-6,5
Картопля	5,0-5,5	Бруква	4,8-6,5
Турнепс	6,0-7,5	Райграс	6,8-7,5
Коноплі	7,1-7,4	Редис	5,7-7,3
Льон	5,9-6,5	Цибуля	6,4-7,9
Люцерна	7,0-8,0	Бавовник	5,5-7,3
		Салат	6,0-6,5

В рослинах кислотність ґрунту знижує синтез білків і вуглеводів, зменшує здатність до кушіння тощо.

В кислих ґрунтах накопичуються несиликатні (рухомі) сполуки заліза й алюмінію, що зв'язує фосфор у нерозчинну форму, недоступну для рослин. Рухомі залізисті й алюмінієві сполуки ще більше підкислюють ґрунт. В кислих ґрунтах знижується інтенсивність мікробіологічних процесів, особливо перетворення азотних сполук: нітрифікація, амоніфікація, фіксація азоту з атмосфери, що помітно погіршує азотний режим ґрунтів. Оптимальні умови для розвитку мікроорганізмів складаються при рН від 6,5 до 7,5-8,0.

Знизити кислотність дерново-підзолистих ґрунтів можна шляхом вапнування. Це найбільш радикальний засіб зниження кислотності ґрунту. До того ж при вапнуванні вноситься кальцій як елемент живлення, як коагулятор органічних і мінеральних колоїдів, як фактор структуроутворення. Тому при вапнуванні збільшується кількість гумусу, поліпшуються фізичні показники, що в цілому сприяє підвищенню мікробіологічної активності дерново-підзолистих ґрунтів. З цієї причини вапнування

послаблює негативну дію підзолистого процесу. Тому воно викликає зміну напрямку ґрунтотворення. Вапнування ефективно в комплексі з внесенням органічних добрив: цей захід знижує кількість рухомого алюмінію (за *К.К. Гедройцем*, 3-5мг/100г ґрунту починають негативно впливати на рослини).

При поганій аерації (оглеєність) і перезволоженні (навесні, восени) в ґрунтах накопичується, крім алюмінію, досить значна кількість рухомого марганцю, заліза (Fe^{2+}), які теж негативно впливають на рослини. Боротьба з перезволоженням, заходи по зниженню кислотності, внесення органічних добрив є радикальними прийомами захисту ґрунту від шкідливих доз вказаних елементів. Тому так важливо знати фізико-хімічні властивості ґрунтів (явище поглинання та склад обмінних катіонів).

Обмінні катіони – основний діагностичний показник процесів ґрунтотворення. В ґрунтах підзолистого типу колоїдний комплекс насичений H^+ , в чорноземах – Ca^{2+} , в солонцях – Na^+ тощо. Склад обмінних катіонів дозволяє не тільки прогнозувати хімічну меліорацію ґрунтів, а й обчислювати необхідну кількість меліоранту, наприклад, вапна або гіпсу.

Для нормального розвитку рослин необхідні також оптимальний окисно-відновний стан, сприятливий водно-повітряний режим. Це стосується в першу чергу оглеєних ґрунтів. Показником цих умов є окисно-відновний потенціал (ОВП), який виражається в мВ. В межах 550-750 мВ в дерново-підзолистих ґрунтах складаються нормальні автоморфні умови. Ґрунт добре провітрюється, і в ньому не накопичуються отруйні речовини і т.ін. Якщо ОВП становить 300-320 мВ, починаються процеси денітрифікації, а при 200 мВ і нижче – повний анаеробіозис в ґрунтах. Такі умови складаються при перезволоженні ґрунтів.

Для польових культур особливо шкідливим є поверхневе перезволоження. Особливо це стосується озимих культур у вологі роки. Ярі культури менше страждають від поверхневого перезволоження, ніж озимі. Овес реагує на короткочасне перезволоження (декілька днів) незначним зниженням врожаю, ячмінь – значним.

На глибокоглейових ґрунтах урожай с.-г. культур, за *Ф.Р.Зайдельманом*, майже такий, як і на автоморфних. На глейових і поверхнево-глейових вимокають культури, які реагують на погані умови аерації. В середні за зволоженням і в посушливі роки на

таких ґрунтах одержують добрі врожаї с.-г. культур. Тому дуже важливим є прогноз зволоження.

При перезволоженні ґрунтів погіршуються повітряний та поживний режими, що обумовлює ненормальний цикл забезпечення рослин та аеробних мікроорганізмів киснем. Розвиток анаеробних умов призводить до накопичення в ґрунті токсичних доз Fe^{2+} , Mn^{2+} , рухомого Al.

При перезволоженні ґрунти стають щільними, інфільтрація вологи зменшується. Перезволожені ґрунти можна розділити на три групи. До I групи належать слабооглеєні ґрунти (глибокоглеюваті), на яких урожай с.-г. культур в нормальні за зволоженням роки вищий, ніж на автоморфних ґрунтах. Тому на цих ґрунтах рекомендуються прості агро меліоративні прийоми з поліпшення водно-повітряного режиму (відведення води по борознах, планування та землювання, формування глибокого орного горизонту). До II групи належать сильнозаболочені глейові ґрунти, в тому числі з більш-менш постійною верховодкою при двочленних глинистих породах. Докорінне поліпшення водно-повітряного режиму цих ґрунтів можливе лише при проведенні закритого дренажу. До III групи належать широкорозповсюджені в Поліссі глеюваті ґрунти. Осушувальна меліорація тут планується в залежності від конкретних культур і сівозмін, бо різні культури по-різному реагують на перезволоження. При високій насиченості сівозміни озимою пшеницею, картоплею, льоном дренаж швидко окупається. В сівозмінах з багаторічними травами, вівсом, силосними культурами дренаж є нерентабельним. Таким чином, в дерново-підзолистих оглеєних ґрунтах Полісся існують поряд з високою кислотністю, слабогумусованістю, коротким гумусовим горизонтом ще й помітно погіршені умови для розвитку рослин через оглеєність, що слід враховувати при плануванні заходів щодо їх окультурення. Оглеєність вносить суттєві корективи у ведення землеробства на Поліссі.

Ступінь еродованості ґрунтів на Поліссі України є важливим показником їх агрономічних властивостей. Ерозія проявляється під впливом води (водна ерозія), а в останні роки – під дією вітру (дефляція). Через ерозію змивається або видувається частина, а можливо, і весь верхній, найбільш гумусований, а тому родючий горизонт. Еродовані ґрунти мають менший процент гумусу, менше елементів живлення, погані фізичні властивості, низьку мікробіологічну активність. Це обумовлює зниження

врожаїв на цих ґрунтах. На слабозмитих він знижується в середньому на 10-20%, на середньозмитих – 30-35%, на сильнозмитих – у два і більше разів.

Інтенсивна ерозія може призвести до повного знищення ґрунту. Щоб цього не сталося, слід своєчасно проводити агротехнічні заходи щодо зниження негативних наслідків ерозії.

На Поліссі важливе значення має також урахування структури ґрунтового покриву (СГП). Справа в тому, що КСП, фермерські господарства тощо розташовані на ділянках не одного виду ґрунту, а декількох десятків, а в районі – сотень. Тому особливого значення набувають не тільки комбінації (мікро-, мезо-, макро-), а й контурність, їх величина (дрібні – до 1 га, крупні – до 5 га і більше). На Поліссі при горбисто-грядовому рельєфі дуже виражена неоднорідність ґрунтового покриву. Це слід враховувати при агрономічній характеристиці ґрунтів, і перш за все – агрономічну однорідність і агрономічне сполучення ґрунтів.

З агрономічної точки зору, доцільно виділяти три основні агрономічні групи структур ґрунтового покриву: 1) агрономічно однорідні; 2) агрономічно неоднорідні; 3) агрономічно несумісні. Перший тип характерний для полів, де можна проводити однакові агротехнічні заходи при вирощуванні с.-г. культур. Вони включають в себе плямистості та варіації. Другий тип СГП включає в себе такі ґрунти та структури, які відрізняються засобами (агротехнічними, меліоративними) при оранці, обробітку, посіві та збиранні с.-г. культур. Їх не слід включати в склад одного поля (ґрунти автоморфні й оглеєні тощо). Агрономічно несумісні – це сполучення автоморфних дерново-підзолистих ґрунтів плакорів і пологих схилів із сильнооглеєними ґрунтами лощовин, западин тощо. Ділянки з оглеєними ґрунтами слід відводити під кормові культури, трави або виділяти під культурні сінокоси та пасовища. В цих умовах можливе планування території, якщо це економічно вигідно.

Важливим агрономічним показником є ступінь окультуреності ґрунтів. Під впливом комплексу агротехнічних заходів (меліорації, сівозміни, поглиблення орного шару, зниження кислотності тощо) в дерново-підзолистих ґрунтах та їх оглеєних аналогах помітно послаблені негативні явища і формуються властивості, які забезпечують більш високий рівень ефективності родючості і, як наслідок, вищий

урожай с.-г. культур.

Висновки

Дерново-підзолисті ґрунти розповсюджені в Канаді (центральної і східній частині), США (північному сході), середній та східній Європі, Японії, Далекому Сході Євразії. В Україні ці ґрунти характерні для Полісся, інколи зустрічаються на борючих терасах і стародавніх прируслових валах рік лісостепу й Карпатської гірської області.

Підзолисто-дернові ґрунти відрізняються від дерново-підзолистих інтенсивніше розвиненим гумусовим горизонтом.

Агрономічна характеристика ґрунтів з урахуванням генетичних особливостей базується на таких показниках: а) будова ґрунтового профілю; б) механічний склад; г) фізико-хімічні властивості; д) оглеєність; е) еродованість (змитість); є) ступінь окультуреності.

Дерново-підзолисті ґрунти мають низьку родючість і тому потребують вапнування та удобрення.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темою: „Мерзлотно-тайгові ґрунти”.

Питання для самоконтролю:

1. Особливості дерново-підзолистих ґрунтів.
2. Класифікація дерново-підзолистих ґрунтів.
3. Назвіть основні чинники утворення підзолисто-дернових ґрунтів.
4. Який комплекс заходів щодо окультурювання необхідно вживати для підвищення родючості дерново-підзолистих ґрунтів.

Лекція № 19

Тема: „ Болотні ґрунти. Дернові ґрунти ”

План

19.1. Болотні ґрунти.

19.2. Дернові ґрунти.

Висновки.

19.1. 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 на Поліссі, в Лісостепу, Карпатському регіоні. Заболоченість території України зменшується, загалом, з північного заходу на південний схід.

Причиною максимального утворення боліт на 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.



Рисунок 19.1 – Болота Полісся

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 похилі 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, товщиною 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 гуміфікують 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, найповільніше – 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); орґано-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 сильнорозкладений (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 вверх 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, верес, лохина. 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. 19.1). В Україні переважають низинні торф'яні ґрунти (95%).

Таблиця 19.1 - Класифікація болотних ґрунтів

Типи	Підтипи	Роди	Види
Верховий Перехідний Низинний	Мінеральний	а)карбонатний	а)слаборозкладений (5-20%)
	Мулуватоглейовий	залізистий	середньорозкладений (20-40%)
	Торф'янисто-глейовий	вівіанітовий	муміфікований (40-60%)
	Торф'яно-глейовий	засолений	перегнійний (60-80%)
	Торф'яний	б)моховий	мінералізований (>80%)

	неглибокий Торф'яний середньоглибокий Торф'яний глибокий Торф'яний надглибокий Перегнійно-глейовий	трав'янистий дерев'янистий їх комбінації	б)малозольний середньозольний багатозольний мінерально-органічний органомінеральний горілий
--	--	--	--

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 наливними водами. Порівняльна характеристика фізико-хімічних та фізичних властивостей цих ґрунтів буде наведена нижче.

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.

Мулувато-глейовий ґрунт. Утворюється в мілководдях, на сапропелі, мулі, характеризується слабооторфованою підстилкою висотою до 10 см.

Торф'янисто-глейовий ґрунт має товщину 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 ходах коренів – іржаві плями залізистих сполук;

T₂ (19-49 см) – слаборозкладений торф, мохово-осоково-комишовий, плитчастий, мінеральні прошарки, раковини молюсків;

PGI (49-115 см) – алювіальний суглинок, глейовий, сизувато-білий, з іржавими плямами, в'язкий, зустрічаються не розкладені залишки осоки, рогози, очерету.

Торф'яні ґрунти: неглибокий – T=50-100 см, середньоглибокий – T=100-200 см, глибокий – T=200-400 см, надглибокий – T більше 400 см.

Опис типового торф'яного середньоглибокого ґрунту (рис. 19.2):

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 осоково-комишовий торф, раковини, плитчастий, перехід різкий;

PGI (глибше 161 см) – білясто-сизий луговий мергель.

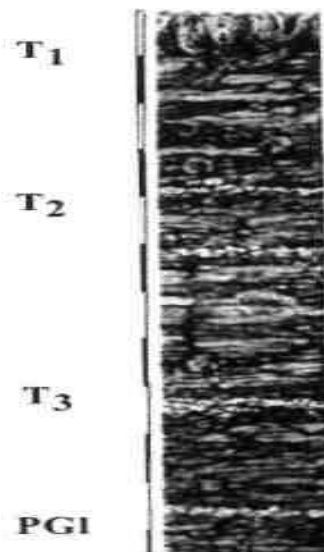


Рисунок 19.2 - Болотний низинний торф'яний ґрунт

Перегнійно-глейовий ґрунт. Найчастіше – це давно освоєні торф'яні ґрунти з добре розкладеним і мінералізованим верхнім горизонтом, під яким може бути T або перехід до материнської породи: **HT+HPGI+PGI** або **HT+T₁+T₂+PGI**.

Роди болотних ґрунтів виділяють за якісним складом золи: карбонатні (закипають); залізисті ($Fe_2O_3 > 6\%$); 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 органігенні 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 вологості (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 вологостістю 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. 19.2). 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. Вологостістю 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).

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 землясту 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.

Таблиця 19.2 - 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

Дуже сильно змінює властивості болотного органічного 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, pH, вмісту P та K, 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 випрацьовані 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 органомінеральних сполук, зменшує міграційну здатність рухомої частини як органічної, так і мінеральної природи, тим самим сприяючи зменшенню забруднення дренажних вод і стабілізації позитивних властивостей органоґенного 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).

19.2. Дернові ґрунти

Дернові ґрунти – результат прояву дернового процесу ґрунтоутворення. Теорія цього процесу розроблена *В.Р.Вільямсом*, *І.В.Тюрнін* 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 органомінеральних 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, дещо 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 ґрунтоутворної породи. Найбільш інтенсивно дерновий процес йде 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 карбонатності материнської породи чи близького залягання жорстких ґрунтових вод; *ґрунтоутворні породи* – переважно карбонатні (елювій 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. 19.3) 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.

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 відрізняються появою дещо освітленого Не-горизонту в нижній частині Н, під яким формується слабо виражений ілювіований: **Н+Не+НРі/к+Рк**. Опідзолений горизонт характеризується дещо зниженим вмістом мулу, зменшеною ЄП, ледве помітною присипкою SiO₂. В ілювіованому горизонті з'являються зачатки призмодібної структури, натічні утворення по гранях структурних відмінностей, ущільнення. Валовий аналіз показує елювіально-ілювіальну (Е-І) диференціацію за вмістом SiO₂ та R₂O₃.

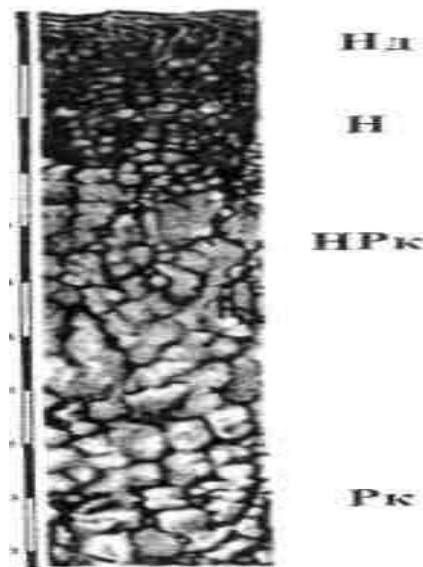


Рисунок 19.3 - Дерново-карбонатний вилугований ґрунт

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: **Hq+HPq+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 малопридатні 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-прихованопідзолистими, 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 водно-льодовикові відклади піщаного та глинисто-піщаного гранскладу. Рослинність – трав'яниста, рідше – лісова з трав'янистим чи моховим покривом. Характерна будова профілю: **H+HP+P**. 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 H-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 E-I перерозподілу речовин: **H+He+HPi+P**;

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 (залізисті) – у профілі наявний іржавий горизонт плівкової навколоскелетної акумуляції R_2O_3 , не зцементований, не агрегований (P_1 або P_{Fe}); 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.

Дернові глейові (рис. 19.4) 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 поверхневе 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+PGl**. 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 слабокисла або нейтральна, СНО = 80-100%. Суттєвого перерозподілу SiO_2 та R_2O_3 , 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+HPgl+PGl**) характеризуються деякою освітленістю He-горизонту, завдяки наявності в ньому присипки SiO_2 , а також ущільненням перехідного горизонту; вилугувані (**H+HP/Kgl+PKGl**) закипають у нижній частині профілю.

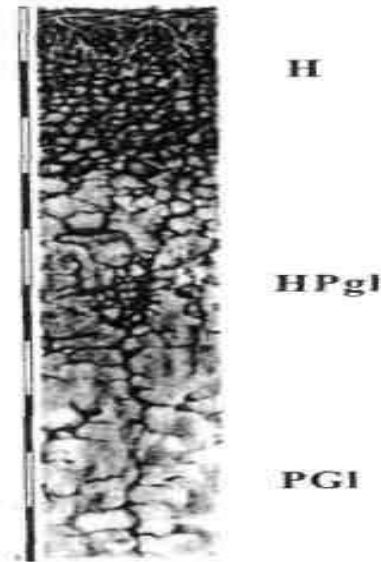


Рисунок 19. 4 - Дерновий глейовий ґрунт

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-глеюваті (**Hgi+HP+P**); ґрунтово-глейові (**H+HPgl+PGI**); ґрунтово-глеюваті (**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 19.3.

Таблиця 19.3 - 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.

Висновки

Площа болотних ґрунтів у світі складає майже 392 млн. га. І розповсюджені вони в тундрі, бореальних і тропічних лісах на великих водно-акумулятивних рівнинах (площа). На Україні площа боліт і заболочених земель становить приблизно 5,5 млн. га, знаходяться вони в Поліссі, Лісостепу, Карпатському регіоні.

Утворення боліт, крім оглеєння мінеральної маси, характеризується ще й торфоутворенням, причинами чого є сповільнена мінералізація й гуміфікація в умовах надлишкового зволоження й нестачі кисню.

Антропогенна діяльність, вирубка лісу, лісові пожежі призводять до змін

гідрологічного режиму території, сприяючи їй заболоченню. На території України формування болотних ґрунтів відбувалось переважно завдяки процесам поступового замулення, обміління та заростання (наростання) водоймищ рослинністю.

Типи болотних ґрунтів виділяються за типом боліт, на яких вони утворились: верхові, перехідні, низинні. В Україні переважають низинні торф'яні ґрунти.

Дернові ґрунти – результат прояву дернового процесу ґрунтоутворення., 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.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темою „Болотно-підзолисті ґрунти”.

Питання для самоконтролю:

1. Які процеси формують профіль дерново-підзолистих ґрунтів?
2. Дайте характеристику властивостям і особливостям використання дерново-підзолистих ґрунтів.
3. Умови ґрунтоутворення на території мерзлотно-тайгової зони бореального поясу.
4. Охарактеризуйте суть процесів оглеєння та торфоутворення.
5. На якій основі будується класифікація болотних ґрунтів?
6. Порівняльна характеристика верхових і низинних болотних ґрунтів.
7. Вкажіть особливості сільськогосподарського використання болотних ґрунтів.
8. В чому суть дернового процесу і особливості його прояву в тайгово-лісовій зоні?

Розділ 14. Ґрунти суббореальних областей

Лекція № 20

Тема: „Ґрунтовий покрив суббореальних областей”

План

20.1. Ґрунтовий покрив суббореальних лісових областей. Бурі лісові ґрунти.

20.2. Ґрунти суббореальних степових областей.

20.2.1. Ґрунти зони Лісостепу.

20.2.1.1. Сірі лісові ґрунти.

Висновки

Суббореальний ґрунтово-біокліматичний пояс охоплює великі території в Північній Америці і Євразії. У південній півкулі цей пояс займає незначну територію на півдні Аргентини і в Новій Зеландії. У межах суббореального поясу виділено три групи ґрунтово-біокліматичних областей: вологі лісові, степові, напівпустельні й пустельні.

20.1. 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 превалює 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 за 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. **Ґрунтотворні породи** різного генезису: елювіально-делювіальні, стародавньоалювіальні, 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 $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ до ~ 2 безсумнівні, спостерігаються в усіх буроземах і цим наближають їх до ферсгалітних 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.

Гумусоаккумулятивний процес: 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 слабе. 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. 20.1).

Таблиця 20.1 - Класифікація бурих лісових ґрунтів

Типи	Підтипи	Роди	Види, підвиди
Бурі лісові	а) типові дерново-буроземні	а) кислі слабоненасичені	а) багатогумусні (гумусу >8%)
Бурі лісові	лесивовані опідзолені	б) залишково-карбонатні	середньогумусні (3-8%) малогумусні (<3%)
Бурі лісові	підзолисто-буроземні	галечникові чорноземоподібні	б) за потужністю профілю, см: слабозвинені (<30), короткопрофільні (30-45),
Глейові	буроземно-підзолисті	в) поверхнево-глейові	малопотужні (45-65), середньопотужні (65-85),
	б) за термічними поясами (в горах)	глибоко глейові	потужні (>85)

Профіль типового бурого лісового ґрунту не диференційований (рис. 20.1):

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.

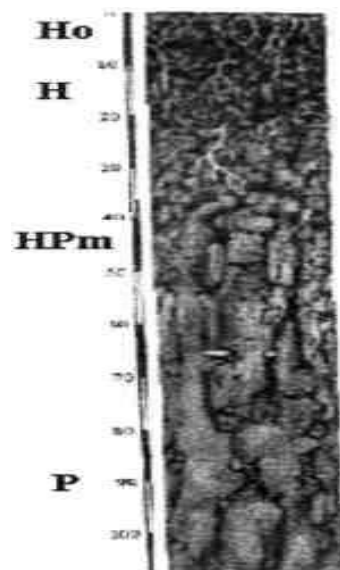


Рисунок 20.1 - Бурий лісовий типовий ґрунт

Підтипи виділяються як перехідні між типовим буроземом та іншими, більш стійкими групами ґрунтів. **Дерново-буроземні** ґрунти характеризуються наявністю дернового горизонту потужністю до 15 см, слабокислою 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 НРm-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 ($\text{C}_{\text{гк}}:\text{C}_{\text{фк}}$ 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. Грунти – 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. 20.2).

Таблиця 20.2 - Основні показники бурувато-підзолистих ґрунтів

Горизонт	Гумус, %	Мул, %	СВО, мг- екв/100г ґрунту	СНО, %	рН сол.	Гідролі- тична	Обмінна	Ввібрані	
						кислотність		H ⁺	Al ³⁺
							мг-екв/100 г ґрунту		
Лісовий біогеоценоз									
Hegl	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
Ehgl	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
Eigl	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
Igl	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, глеєлювіювання, 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 SiO₂ в профілі відсутній, зате R₂O₃ мало накопичується в оглиненому горизонті. Характерною рисою валового хімічного складу даного типу ґрунту є звужене відношення SiO₂:R₂O₃= 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), Сгк:Сфк ~ 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 добрі, 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.

20.2. Ґрунти суббореальних степових областей

На схемі ґрунтово-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.

20.2.1. Ґрунти зони Лісостепу

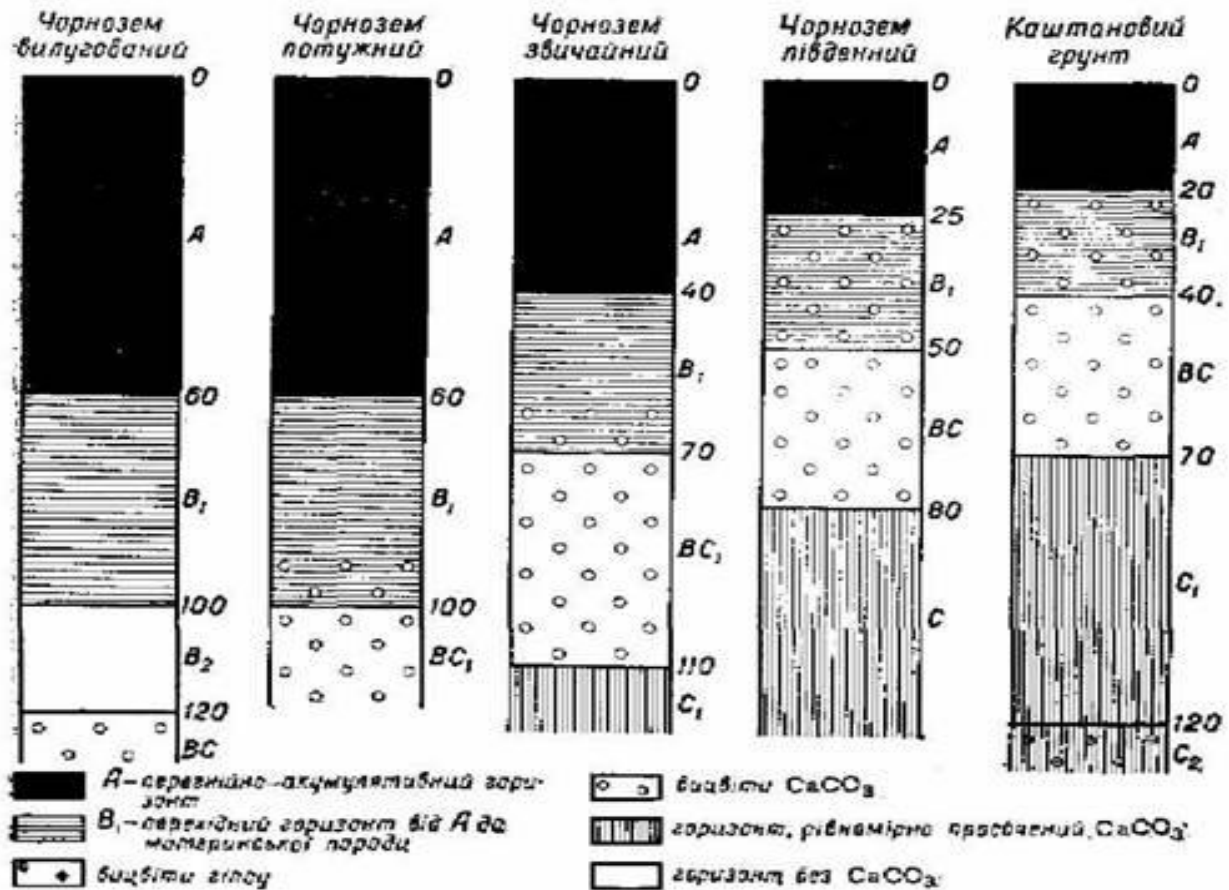


Рисунок 20.2 – Типові ґрунти зони Лісостепу

20.2.2. 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'яністі ліси, що чергуються з трав'янистими ділянками, в

минулому зайнятими лісом. Зараз більшість території розорана.

Ще в XIX 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 рослинних 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 20.3.

Таблиця 20.3 - 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. 20.3):

Нл – лісова підстилка потужністю 2-3 см;

НЕ (He) – гумусово-елювіальний, буруватато-сірий, пухкий, горіхувато-грудкуватий, присипка SiO_2 ;

[Eh] – підзолистий, слабкогумусований, білястий, плитчастий, пухкий, присутній тільки у світло-сірих лісових ґрунтах;

Ie (Ih в темно-сірих) – ілювійований, перехідний, багато присипки SiO_2 , горіхуватий;

I (Ih в темно-сірих) – ілювіальний, темно-бурий, дуже щільний, призмоподібний, органомінеральне лакування, вмита присипка SiO_2 ;

Рк – материнська порода, найчастіше – лесоподібний суглинок, бурно кипить, безформенно-грудкувата, пухка, трубочки CaCO_3 .

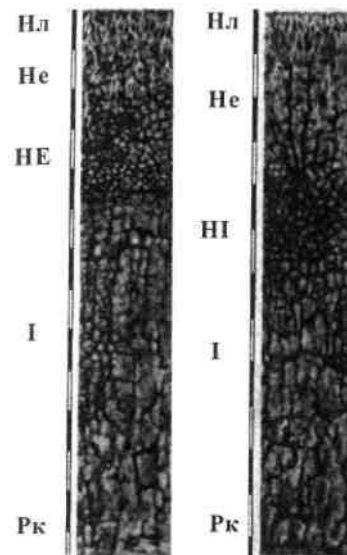


Рисунок 20.3 - Сірий і темно-сірий лісовий ґрунт

За зовнішнім виглядом дуже подібні до дерново-підзолистих ґрунтів, але відрізняються карбонатністю материнської породи, меншою потужністю Е-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. 20.4). Світло-сірі лісові мають найсильнішу опідзоленість: **Нл+НЕ+E(h)+І+Рк**; сірі лісові: **Нл+НЕ+І+Рк**; темно-сірі: **Нл+Не+НІ+РІ+Рк**.

Таблиця 20.4 - Порівняльна характеристика підтипів сірих лісових ґрунтів

Показники	Підтипи		
	світло-сірі	сірі	темно-сірі
pH _{сол.}	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

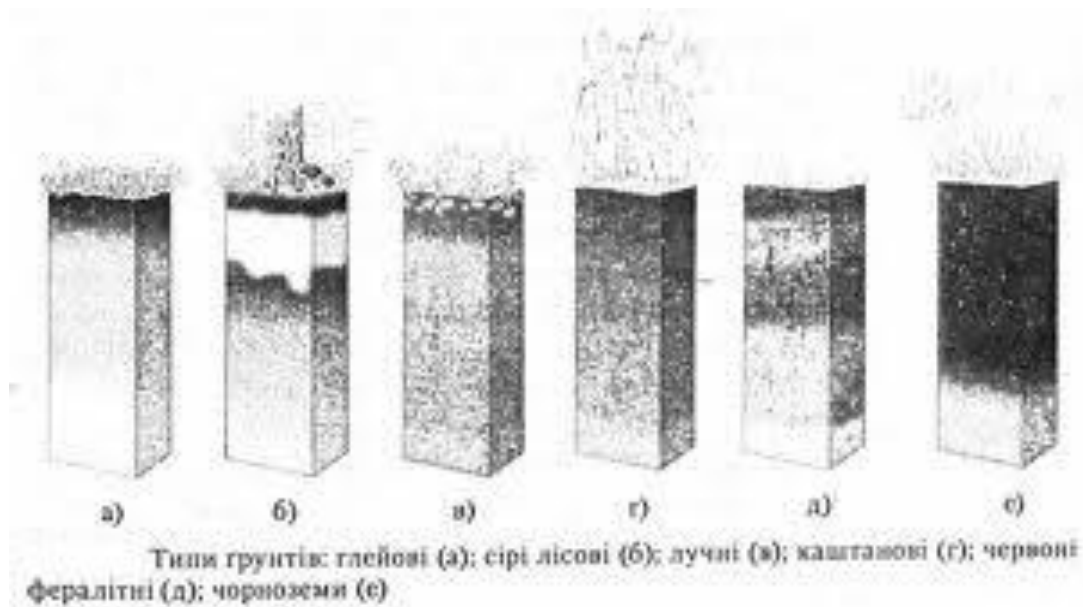


Рисунок 20.4 – Типи глейових ґрунтів

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 вп्लутуваних породах. Переважно безкарбонатні, мають буруватий відтінок, ознаки переміщення колоїдів виражені слабкіше, відсутня горіхувата структура; реградовані – спостерігаються ознаки підняття карбонатів при збереженні первинної будови профілю; мочалисті 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 пониженою родючістю через малий вміст гумусу, азоту, погану структуру. Треба вносити органічні та мінеральні добрива, вапнувати, використовувати травосіяння, накопичувати та зберігати вологу, боротися з водною ерозією.

Висновки

Суббореальні лісові області розташовані на океанічних околицях всіх материків. У ґрунтовому покриві переважають бурі лісові ґрунти. Ці ґрунти розповсюджені в західній і середній Європі, на Далекому Сході Євразії, на північному сході США, Нової Зеландії, також вони утворюють вертикальний пояс у всіх гірських системах світу. В Україні буроземи зустрічаються в гірсько-лісових вертикальних зонах Карпат та Криму, Передкарпатті та Закарпатті.

Важливим критерієм приналежності ґрунту до буроземно-підзолистого підтипу є груповий і фракційний склад гумусу. За гранулометричним складом бурувато-підзолисті ґрунти відносяться до важких – важкосуглинкових та легкоглинистих. 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.

Сірі лісові ґрунти зональні для суббореальних Лісостепів, як виняток зустрічаються в Поліссі України, 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.

Сірі й світло-сірі лісові ґрунти мають пониженою родючістю через малий вміст гумусу, азоту, погану структуру. Треба вносити органічні та мінеральні добрива, вапнувати, використовувати травосіяння, накопичувати та зберігати вологу, боротися з водною ерозією.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темами „ Чорноземи Лісостепу» і «Грунти сухого степу”.

Питання для самоконтролю:

- 1.Розкажіть про особливості процесів ґрунтоутворення бурих лісових ґрунтів?
2. Класифікація бурих лісових ґрунтів.
3. Загальна характеристика бурувато-підзолистих ґрунтів.
4. Як умови ґрунтоутворення впливають на характеристику сірих лісових ґрунтів?

Лекція № 21

Тема: „Засолені ґрунти, солончаки”

План

21.1. Засолені ґрунти, солончаки.

21.2. Солонці.

21.3. Солоді.

Висновки

21.1. Засолені ґрунти, солончаки

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 – Na_2CO_3 , хлориди, сульфати, гідрокарбонати, борати тощо.

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 кореневих 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.



Рисунок 21.1 – Типовий рельєф для засоленних ґрунтів

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 ґрунтоутворюючої 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.



Рисунок 21.2 – Фото солончаків

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 солоних 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 – *гало́генез*, тобто засолення через причини, описані вище.

Типова будова профілю солончака (рис. 21.3): **Hks+Hpkс+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 високогумусні ґрунти, його вміст може сягати 5-7% і більше. ЄП невелика, – 20 мг-екв/100 г, залежить від мінералогічного та гранулометричного складу ґрунту. Склад ввібраних катіонів цілком визначається

типом засолення ґрунту. Реакція нейтральна, слаболужна ($pH = 7,3-8,0$), якщо ж тип засолення содовий, то pH 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.

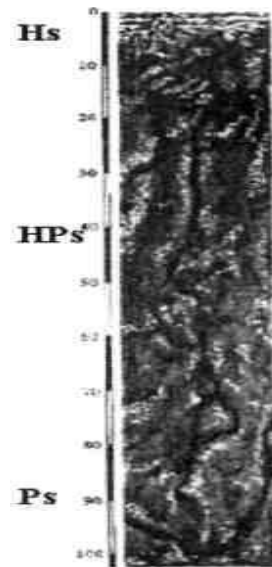


Рисунок 21.3 - Солончак

Атоморфні 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 засолена материнська порода; залишкові, утворені з гідроморфних; **еолово-нагорбкові**, утворені в результаті імпульверизації; отакирені мають тріщинувату поверхню (табл. 21.1).

Таблиця 21.1 - Класифікація солончаків

Типи	Підтипи	Роди	Види
Солончаки гідроморфні	Типові Лугові Болотні Сорові	За типом засолення	а) за характером розподілу солей: поверхневі (0-30см), глибокопрофільні,

	Приморські Мерзлотні Вторинні Отакирені	(по всьому профілю); б) за морфологією поверхні: кіркові (NaCl), пухлі (Na ₂ SO ₄), мокрі (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 потоків води. Розповсюджені в зниженнях, лиманах, на днищах пересохлих озер, периферії боліт та солоних озер тощо. Зовнішньо добре виділяються за наявністю вицвітів солей на поверхні (30-60%), профіль оглеєний. **Підмуні:** 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 солоних озер, покриті шаром солі, зовсім відсутня рослинність; приморські, що мають профіль, сильно засолений хлоридами, з багатьма черепашками, на глибині 1-2м знаходиться гірко-солонна вода; мерзлотні утворились на вічній мерзлоті; вторинні виникли при неправильному зрошенні; отакирені покриті сіткою тріщин.

Роди солончаків виділяють за типом засолення, тобто за якісним складом 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 агроеліоративний 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 **солончаківі та солончакуваті** різновиди зональних типів ґрунтів, найчастіше – лугових, чорноземів, каштанових, бурих напівпустельних та інших. Солончаківими 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 за поріг 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.

21.2. 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 у ввібраному стані Na, але <15% від ЄП. Для визначення ступеня

солонцюватості ґрунтів використовують градації, запропоновані *І.М.Антиповим-Каратаєвим*: несолонцюватий ґрунт містить ввібраного $\text{Na} < 3\%$ 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.Земляченський*, *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 $\sim 77,7$ 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.



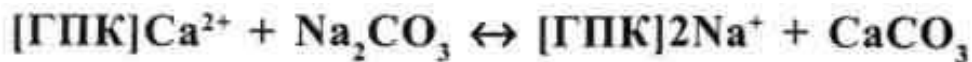
Рисунок 21.4 - Солонці

Клімат переважно субаридний з кількістю опадів 100-600 мм на рік, $K_z \sim 0,2-0,9$. **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.

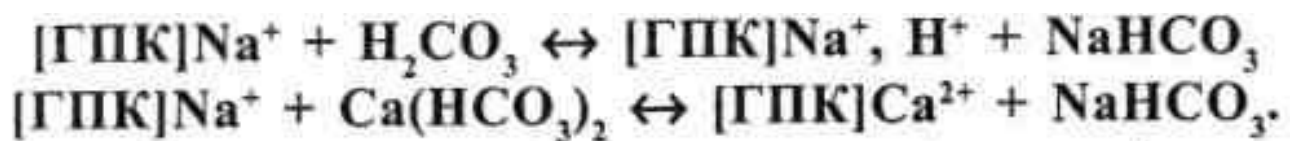
Розсолення – це вимивання солей з солончаку, яке може відбуватись при збільшенні вологості клімату, зниженні РГВ в результаті поглиблення базису ерозії на певній території або повільного підняття суші.

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 проявлятись 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 Не (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. 21.5):

He – гумусово-елювіальний (надсолонцевий), грудкуватий або пластинчастий, шаруватий, пористий, полегшеного гранскладу, світло-бурого або темно-сірого забарвлення залежно від зони розташування солонцю, потужність горизонту від 2 до 25 см, перехід різкий;

Sl (H) – 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;

Psiks (Phiks) – підсолонцевий, світліший за попередній, призматичний або горіхуватий, містить гіпс, карбонати, солі;

Pks – материнська порода, засолена, карбонатна, загіпсована.

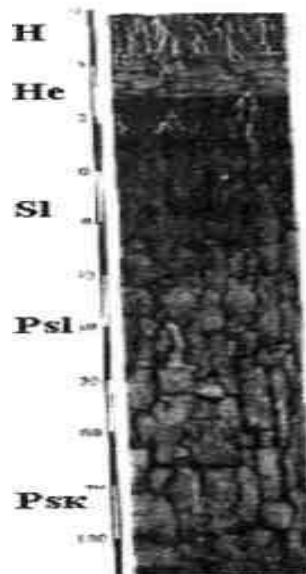


Рисунок 21.5 - Солонець автоморфний чорноземний.

Традиційно прийнята систематика солонців наведена в таблиці 21.2. 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 ввібраного 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 хлоридно-сульфатний тип засолення; в) бурі напівпустельні, утворені в напівпустелях серед бурих напівпустельних ґрунтів, містять дуже мало гумусу (<1,5%).

Таблиця 21.2 - Класифікація солонців

Типи	Підтипи	Роди	Види
Автоморфні	Чорноземні	а) за типом засолення;	а) за потужністю НЕ: кіркові (<3см), мілкі (3-10), середні (10-18), глибокі (>18см) б) за вмістом увібраного Na в SI,% від ЄП: залишкові (<10), малонатрієві (10-25), середньонатрієві (25-40), багатонатрієві (>40); в) за структурою SI: стовбчасті, горіхуваті, призматичні, брилисті
	Каштанові	б) за глибиною засолення,	
Бурі	см:		
напівпустельні	солончакові (5-30);		
Напівгідроморфні	Лугово-чорноземні	високосолончакуваті (30-	
	Лугово-каштанові	50);	
	Лугово-мерзлотні	солончакуваті (50-100);	
Гідроморфні	Чорноземно-лугові Каштаново-лугові Мерзлотно-лугові Лугово-болотні	глибокосолончакуваті	
		(100-150);	
		несолончакуваті (150-200);	
		в) за ступенем засолення:	
		солонці-солончаки,	
		сильнозасолені,	
		середньозасолені,	
		слабозасолені,	
		незасолені;	
		г) за глибиною залягання	
CaCO ₃ та гіпсу:			
висококарбонатні (вище			
40см),			
глибококарбонатні (нижче			
40см),			
високогіпсові (вище 40см),			
глибокогіпсові (нижче			

40см)

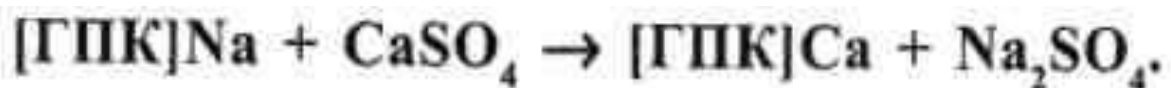
Солонці напівгідроморфні (лугово-степові) формуються на першій та другій надзаплавній терасах, в понижених елементах рельєфу, де РГВ знаходиться на глибині 3-6 м. За географічним фактором вони поділяються на: а) лугово-чорноземні, що зустрічаються в лісостеповій та степовій зонах невеликими плямами в 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) мерзотно-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, $\text{C}_{\text{гк}}:\text{C}_{\text{фк}} < 1$ 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, проходить 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. Як меліоранти 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 землювання невеликих плям солонців. Обов'язково потрібно застосовувати органічні та мінеральні добрива, а на богарі – вологонакопичення.

21.3. Солоді

Солоді – це гідроморфні або напівгідроморфні ґрунти з різко диференційованим профілем, яскраво вираженим освітленим горизонтом E, з наявним ввібраним Na та лужною реакцією в горизонті I, 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

грунтовій 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.



Рисунок 21.6 - Солоді

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. **Грунтоутворні 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 призводить 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, органомінеральних 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. 21.7):

Но – лісова підстилка або дернина;

Hegl – гумусово-елювійований, темно-сірий, грудкувато-пластинчастий, з присипкою SiO₂, Fe-Mn-конкреціями, товщиною 10-15 см;

Egl – елювіальний осолоділий горизонт, білястий, плитчастий або шарувато-лускуватий, конкреційний, з вохристими плямами;

Igl – ілювіальний, брудно-бурий, щільний, брилистий або призмоподібний, з глинисто-гумусовими і сизуватими плівками по гранях структурних відмін, чорними конкреціями, присипкою SiO₂, в'язкий; звичайно розділяється на декілька підгоризонтів;

PKSgl – материнська порода, переважно карбонатна, оглеєна, часто засолена.

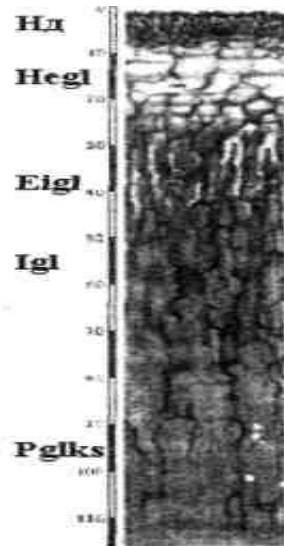


Рисунок 21.7 - Солодь лугово-чорноземна

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. 21.3).

Таблиця 21.3 - Класифікація солодей

Підтипи	Роди	Види
Лугово-чорноземні	Звичайні	а) глейові, глеюваті
Лугові	Безкарбонатні	б) малогумусні (<3% гумусу),
Лугово-болотні	Незасолені	середньогумусні (3-6),
	Солончакуваті	високогумусні (>6);
	Несолонцюваті	в) торф'янисто-глейові (Т<10 см),
	Солонцюваті	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 відносне збагачення кремнеземом. Різка диференціація профілю виявляється й аналізом гранулометричного складу.

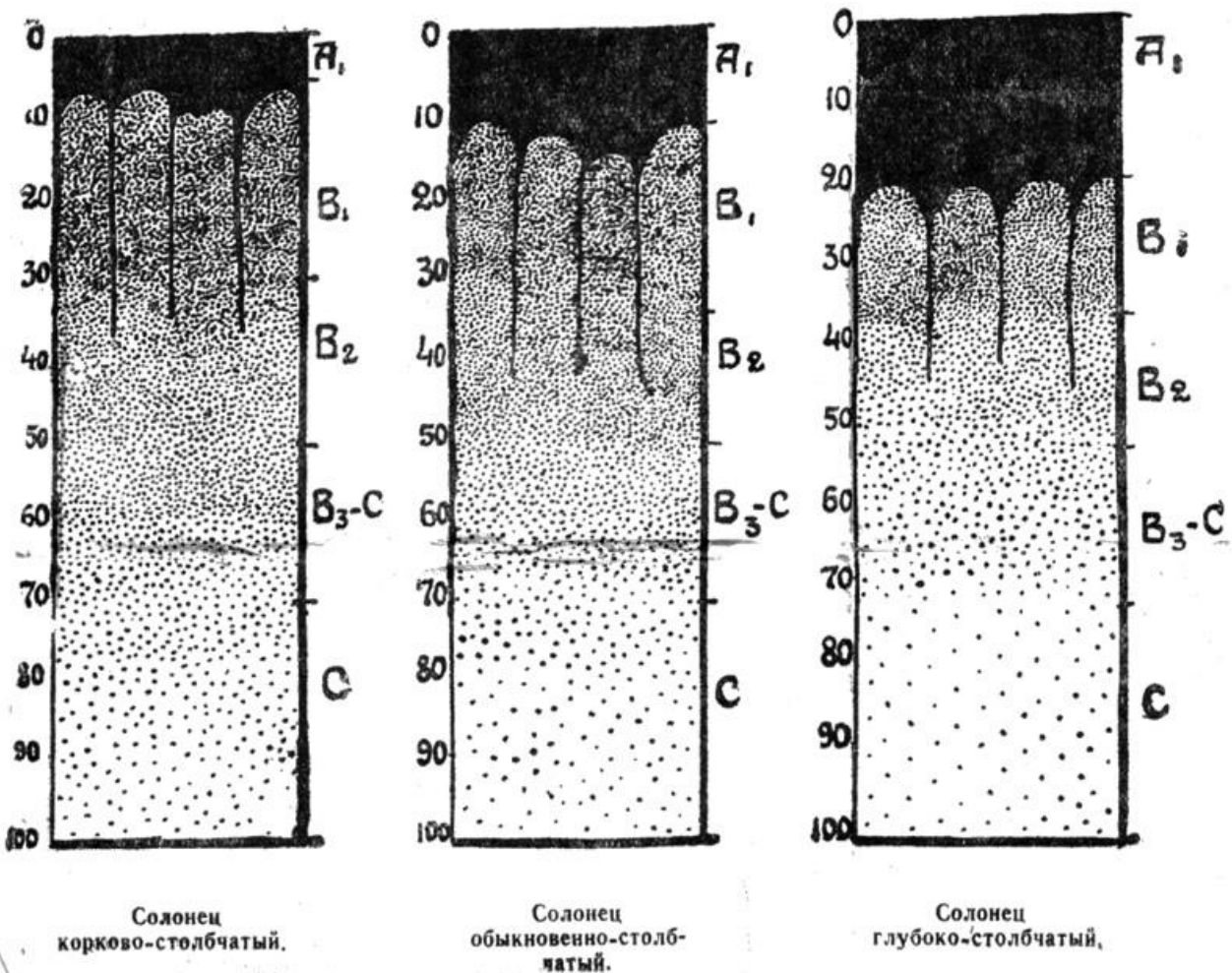


Рисунок 21.8 – Профілі солонців

Гумус солодей близький до гумусу підзолистих ґрунтів за груповим і фракційним складом. У Не-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 І-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 Не і Е (10-15 мг-екв) горизонтах порівняно з ілювіальним (30-40). У складі обмінних катіонів, крім Ca^{2+} та Mg^{2+} , присутній Na^+ в І-горизонті в великій кількості (10% від ЄП і більше). В горизонтах Не та Е 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.

Висновки

До формації засолених та лужних належать ґрунти, в утворенні яких брали або беруть активну участь легкорозчинні солі.

Засолені – це такі ґрунти, що містять у всьому профілі або в його частині легкорозчинні солі в кількостях, шкідливих для рослин, і займають порівняно незначну частину суші, бо для їх утворення потрібно засушливий аридний клімат, при якому випаровуваність перевищує кількість опадів, негативні форми рельєфу, де забезпечується накопичувальний баланс речовин.

Солончаки – один із типів засолених ґрунтів, які містять у шарі 0-30 см токсичну кількість водорозчинних солей і зустрічаються в пустелях, напівпустелях, сухих степах, дуже рідко – в лісостепу та степу. 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.

Солонці 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, що містять у ввібраному

стані Na, але <15% від ЄП. Світова площа солонців складає ~77,7 млн. га, на території СНД ~35 млн. га, на Україні – біля 0,25 млн. га. На Україні основні площі солонців зосереджені в степу, інколи – в лісостепу.

Для використання солонців в сільському господарстві необхідно проводити хімічну меліорацію при зрошенні, а також обов'язково потрібно застосовувати органічні та мінеральні добрива, а на богарі – накопичення вологи.

Солоді широко розповсюджені в умовах, аналогічних до степу, лісостепу, рідше – до напівпустель; їх світова площа складає 70 млн. га. На території СНД площа солодей складає біля 2,5 млн. га, в Україні – біля 30 тис. га. 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.

Завдання для самопідготовки:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темою: „Порівняльна характеристика регіонів України за показником солонцюватості ґрунтів”.
3. Підготувати самостійно тему: «Ґрунти суббореальних напівпустель і пустель».

Питання для самоконтролю

1. Які ґрунти називають засоленими?
2. В чому полягає шкідливість водорозчинних солей?
3. Розповсюдженість солончаків на території України.
4. Класифікація солончаків.
5. Характерні особливості солонців та солонцюватих ґрунтів.
6. Загальна характеристика та класифікація солодей.

Розділ 15. Ґрунтовий покрив субтропіків і тропіків

Лекція № 22

Тема: „Ґрунтовий покрив субтропіків”

План

22.1. Ґрунти вологих субтропічних лісів.

22.2. Ґрунти сухих (ксерофітних) субтропічних лісів і чагарникових степів.

22.3. Коричневі ґрунти.

22.4. Сіро-коричневі ґрунти.

Висновки

22.1. 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 зустрічаються 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 червоноколірної 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. 22.1):

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.

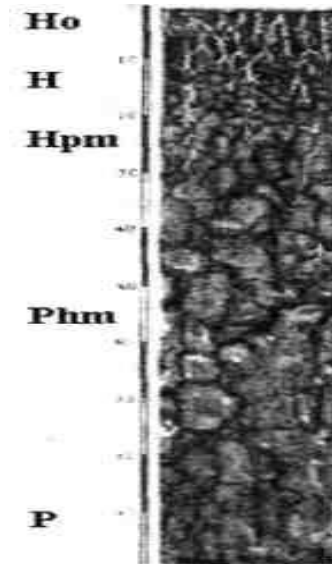


Рисунок 22.1 - Червонозем

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%, $\text{Сгк:Сфк} < 1$, 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 Н та Al, $\text{СНО} < 50\%$, $\text{рН} = 4,2-4,5$. 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 ($\text{Al:Ca} > 1$). Ґрунти активно еродуються. Після введення червоноземів в сільськогосподарський обіг їх родючість різко падає – майже вся маса поживних речовин у природному ґрунті знаходиться в біомасі, а не безпосередньо в ґрунті.

Жовтоземи – ґрунти вологих субтропиків, 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 ферсальїтним складом мінеральної частини. Умови ґрунтоутворення: *клімат* постійно вологий теплий субтропічний, $K_3 > 1$ протягом усього року; *рельєф* переважно розчленований, передгірний, низькогірний; *ґрунтоутворними* 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 фералітизації*; 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;

НР_{ім} або **І_м** – ілювійований 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 елювійованості. 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), СНО<50%, у ГПК переважають катіони Н, Al, Fe. Вміст гумусу складає 5-6% безпосередньо під лісовою підстилкою, тип гумусового профілю регресивно-акумулятивний, 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.

22.2. 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.

22.3. 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.Захаровим* 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 гідролуодно-монтморилонітового складу, причиною чого є сприятливі зволоження та температура взимку, весною та восени. Влітку при висушуванні оглинення протікає нижче, на глибині 30-80 см;

- **гумусоакумуляція**, 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 Ca, стійкість органічних речовин, утворення фульватно-гуматного гумусу, попередження E-I диференціації;

- **рубелікація**: 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 слабкогумусований 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, $Сгк:Сфк > 1$. Фізико-хімічні властивості добрі: ЄП висока (30-45 мг-екв), рН ~ 7 , висока СНО ($\sim 100\%$). Непогана оструктуреність, хороші водно-фізичні властивості, ґрунти практично незасолені. Перерозподілу SiO_2 та R_2O_3 немає, мул накопичується в оглинений частині профілю, відношення $SiO_2:R_2O_3 \sim 3-5$, звужуючись донизу.

Класифікація коричневих ґрунтів наведена у таблиці 22.1.

Таблиця 22.1 - Класифікація коричневих ґрунтів

Підтипи	Роди	Види
Типові	Звичайні	
Вилугувані	Червоноколірні	Слабогумусні (<4%)
Карбонатні	Солонцюваті	Малогумусні (4-6%)
Безкарбонатні	Солончакуваті	Середньогумусні (>6%)
	Остеповілі	

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.

22.4. Сіро-коричневі ґрунти

Сіро-коричневі ґрунти – це недиференційовані оглинені карбонатні ґрунти з ізогумусовим малогумусним 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. **ґрунтоутворюючими 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 внутрішньогрунтове 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 ціліні, гумусовий профіль потужний, Сгк:Сфк ~ 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.

Висновки

Вологі субтропічні області розташовуються на Чорноморському узбережжі Кавказу, півдні Чилі, а також у вологих субтропіках. Зональними типами ґрунтів вологих субтропіків є червоноземи й жовтоземи.

Для утворення червоноземів характерні процеси фералітизації, тобто

інтенсивного вивітрювання з гідролізом первинних мінералів, неосинтезом каолініту; вилуговування продуктів вивітрювання, озалізнення, накопичення гібситу, а також є дерновий процес.

Червоноземи інтенсивно використовуються в сільському господарстві для вирощування цінних субтропічних культур, але потребують внесення високих доз азотних і фосфорних добрив.

Разом з червоноземами у зоні вологих субтропіків розташовуються жовтоземи, світова площа яких складає ~88 млн. га. Головні процеси ґрунтоутворення: незначне гумусонакопичення; лесиваж і псевдооглеєння; накопичення заліза в результаті фералітизації; часто – опідзолення.

Потенційна родючість жовтоземів дуже низька; потребують дренажу, добрив, боротьби з ерозією. Вирощують чай, цитрусові та інші субтропічні культури.

Коричневі ґрунти – зональний тип напіваридних (ксерофітно-лісових) субтропіків, розповсюджені на середземноморському узбережжі Європи, Азії та Африки, на півночі півострова Гіндустан, в Ірані, Сирії, Південній та Північній Америці, південному сході Австралії, займають площу 269 млн. га. В Україні вони зустрічаються на південному схилі Кримських гір, у СНД – у Східному Закавказзі, горах Середньої Азії. Площа, яку займають ґрунти в Україні, – 48,5 тис. га. Умови ґрунтоутворення коричневих ґрунтів типові для зони напіваридних субтропіків.

Коричневі ґрунти достатньо родючі, використовуються для вирощування багатьох цінних субтропічних сільськогосподарських культур, але потребують зрошення та обов'язкового внесення органічних і мінеральних добрив.

Сіро-коричневі ґрунти за будовою та властивостями є перехідними між коричневими ґрунтами та сіроземами. Розповсюджені в зоні сухих субтропічних степів в Євразії, Африці, Північній Америці, займаючи площу ~32 млн. га. Потенційна родючість сіро-коричневих ґрунтів досить висока, але потребують зрошення і внесення добрив. На темних сіро-коричневих ґрунтах розвинуто виноградарство, богарне землеробство з вирощуванням зернових і баштанних культур, а також ці ґрунти використовуються під пасовища.

Завдання для самопідготовки:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темою: „Грунти тропічних напівпустель і пустель”.

Питання для самоконтролю:

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.

Розділ 16. Алювіальні ґрунти

Лекція № 23

Тема: „Класифікація та властивості алювіальних ґрунтів”

План

23.1. Заплавне ґрунтоутворення.

23.2. Класифікація та властивості алювіальних ґрунтів.

Висновки

23.1. 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.

Заплаву мають 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: прируслову, центральну та притерасну (рис. 23.1).

Прируслова 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.

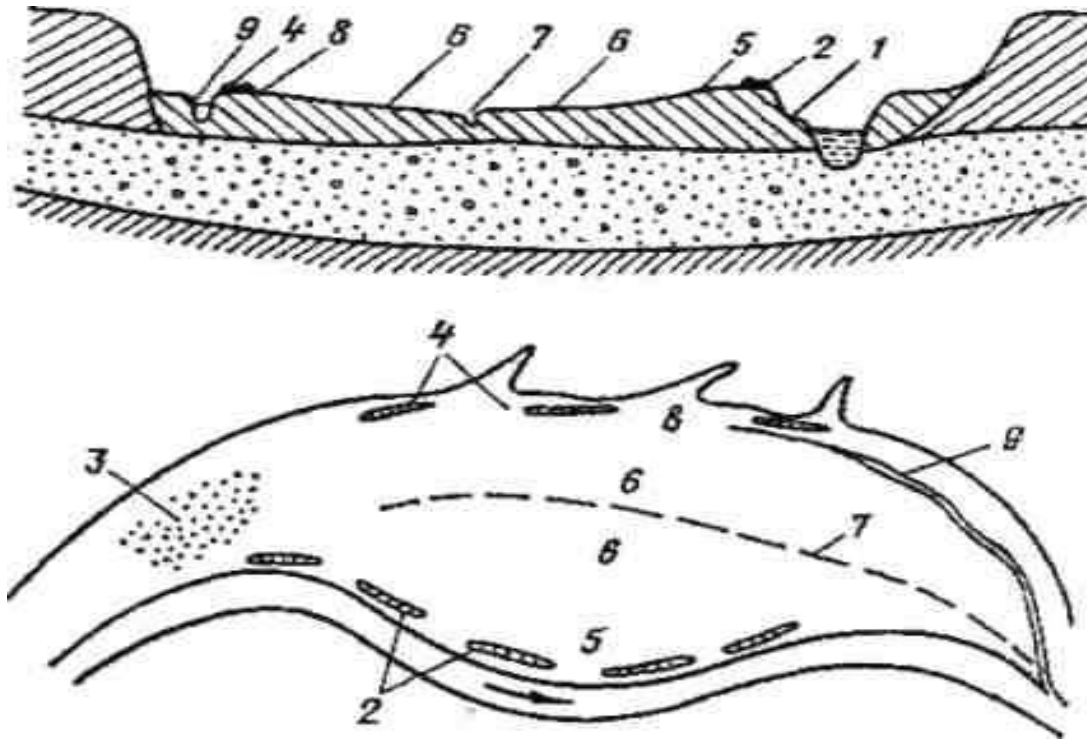


Рисунок 23.1 - Схема будови заплави (за В.Р.Вільямсом): 1 – линва; 2 – прируслові дюни; 3 – ділянка максимального накопичення піску; 4 – притерасні дюни; 5 – прируслова заплава; 6 – центральна заплава; 7 – водостік (тальвег) центральної заплави; 8 – притерасна заплава; 9 – притерасна річка

Центральна заплава – найширша, до декількох десятків кілометрів, поверхня пещо знижена порівняно з прирусловою частиною, швидкість води при повені менша, тому відкладається алювій більш тонкий, пілувато-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 найтонший глинистий алювій; тривалість затоплення найбільша; у межень виклинюється 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

заплавних ґрунтів твердих часток з повенеких 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.



Рисунок 23.2 - Делювій

Найголовніші особливості заплавного процесу ґрунтоутворення:

- формування акумулятивної, наносної кори вивітрювання за рахунок відкладання рухомих продуктів із усієї площі водозбору. В ґрунтах акумулюються глинисті часточки, гумус, CaCO_3 , P, K, N, Fe, Mn тощо;

- заплавний 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 слаборозвинені, 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 ліською 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.

23.2. Класифікація та властивості алювіальних ґрунтів

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. 23.1).

Таблиця 23.1 - Класифікація алювіальних ґрунтів

Тип	Підтип	Рід	Вид, підвид
Алювіальні дернові	Типові	Кислі	а) короткопрофільні слаборозвинені нормальні потужні б) за ступенем опідзолення в) за ступенем оглеєння
	Опідзолені	Насичені	
	Примітивні	Карбонатні	
	Буроземні	Шаруваті Глейові	
Алювіальні лугові	Типові	а) кислі	а, б, в – ті ж г) за ступенем солонцюватості д) за ступенем засолення
	Опідзолені	насичені	
	Солонцюваті	карбонатні	

	Осолоділі Буроземні	б) шаруваті озалізнені засолені глейові	
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)

Алювіальні дернові ґрунти формуються під луговою, чагарниковою та ліськовою 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 слабогумусовані (1-3%), у більшості 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 буруватато-сіра, потужністю 5-7 см;

Н – потужністю 3-20 см, гумусовий, сірий, шаруватий, найчастіше – піщаний ;

НР – перехідний, шаруватий;

Р – алювій різного гранскладу, шаруватий.

Підтипи:

- опідзолені, в них виділяється освітлений Не-горизонт та горизонт НРі, характерний Е-І перерозподіл (**Но+Не+НРі+Р**);

- 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;

HPgl – перехідний, бурий, з плямами оглеєння;

PGI – шаруватий алювій, оглеєний, часто безструктурний, іноді з шарами торфу.

Коренева система лугової рослинності інтенсивно оструктурує 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)+HPGI+PGI**. 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.

Висновки

Алювіальні ґрунти утворюються в заплавах рік, озер, у приморських дельтах рік тощо. 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 в Україні знаходиться у лісостепу. Територія заплави ділиться на 3 частини: приуслову, центральну та притерасну.

У формуванні алювіальних ґрунтів основну роль мають повеневий процес (періодичне затоплення заплави повеневими водами після сніготанення, дощів) та

алювіальний процес (накопичення річкового алювію в результаті осідання на поверхню заплавних ґрунтів твердих часток з повеневих вод). 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.

Найбільш розповсюджені три типи алювіальних ґрунтів: дернові, лугові, болотні. Їх поділ на підтипи залежить від зони.

Завдання для самопідготовки:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темою „Вплив зрошення на стан земельних ресурсів”.
2. Підготувати самостійно тему: „Сільськогосподарське використання алювіальних ґрунтів”.

Питання для самоконтролю:

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 заплавних ґрунтів.

Розділ 17. Гірські ґрунти

Лекція № 24

Тема: „ Загальна характеристика гірських ґрунтів ”

План

24.1. Загальні особливості ґрунтоутворення на гірських схилах.

24.2. Особливості будови, складу і властивостей гірських ґрунтів.

Висновки

24.1. 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.

Ґрунтотворні 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 внутрішньоґрунтовий 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-стєпова 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 ґрунтоутворюючої породи в результаті відносної молодості ґрунтів, постійного залучення в ґрунтоутворення нових шарів породи. Тому гірські ґрунти сильно щєбенисті; 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.

24.2. Особливості будови, складу і властивостей гірських ґрунтів

Основні типи гірських ґрунтів: гірсько-тундрові, гірсько-лугові, гірські лугово-стєпові, 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;

Нq – гумусовий, потужністю 10-20 см, темно-бурий або коричнювато-бурий, грудкуватий з елементами порошистої структури, часто містить кам'яністі включення;

НРq – перехідний, потужністю 15-25 см, світліший, з бурими тонами, дрібногрудкувато-зернистий, багато щебеню;

РQ – ґрунтотворна порода – елювій, делювій корінних порід або їх сполучення, каменисті відміни різного розміру, жовто-бурого 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 вологемність, 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, грудкувато-зернистою структурою, в профілі зустрічаються копроліти, що є ознакою степових ґрунтів.

Профіль має таку типову будову:

Нд – дернина, потужністю 5-10 см;

Нq – гумусово-акумулятивний, потужністю ~15 см, сірувато-коричневий, грудкувато-зернистий, містить камені;

НРq – перехідний, потужністю 15-20 см, світліший за попередній, містить багато щебеню;

РQ – ґрунтоутворна 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).

Висновки

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 ґрунтоутворення гірських ґрунтів є вертикальна зональність, тобто ґрунти закономірно змінюються по мірі підняття від підніжжя гори до вершини, що зумовлено зміною факторів і умов ґрунтоутворення. Часто структура вертикальної зональності ґрунтового покриву гірської країни залежить від місцевих біокліматичних особливостей.

На процесі ґрунтоутворення гірських ґрунтів сильний вплив мають ґрунтоутворні породи, і в результаті постійного залучення в ґрунтоутворення нових шарів породи гірські ґрунти вважаються відносно молодими.

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. Підтипи ґрунтів виділяються за вертикальними зонами, в яких вони розміщені.

Завдання для самопідготовки:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темою „Ґрунти Українських Карпат”.
3. Підготувати самостійно тему «Сільськогосподарське використання гірських ґрунтів».

Питання для самоконтролю:

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.

Розділ 18. Охорона ґрунтів

Лекція № 25

Тема: „ Загальні принципи охорони ґрунтів ”

План

25.1. Завдання охорони ґрунтів.

25.2. Моніторинг ґрунтів.

25.3. Патологія ґрунтового профілю та генетичних горизонтів.

25.4. Опустелювання ґрунтів.

25.6. Селі та зсуви.

25.7. Захист ґрунтів від процесів вторинного засолення, осолонцювання і злитизації.

25.8. Охорона ґрунтів від пересушення.

Висновки

25.1. Завдання охорони ґрунтів

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 несільськогосподарського використання, а 5-6 млн. га залишаються просто занедбаними 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, переущільнення поверхневих горизонтів, відчуження ґрунту з функціонуючих екосистем*), порушення біоенергетичного режиму ґрунтів та екосистем (*девегетація 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.



Рисунок 25.1 – Основні фактори деградації і втрати 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.

25.2. 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 земною 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.

Грунтовий 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 відповідно до ґрунтово-географічного, кліматичного й економічного районування країни.

25.3. 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 темнозабарвлений 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.

25.4. 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 відповідно до біопродуктивності угідь, відмовою від оранки схилів ґрунтів, розумним чергуванням чистих і зайнятих парів, підтримкою структурності едафотопів, снігозатриманням, застосуванням безполіцевого обробітку з періодичним глибоким розпушенням верхніх горизонтів ґрунту.

25.5. 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 схилівих 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 дуже 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'їв 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.

25.6. 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 недосконалих 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, призводить 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, дренавання 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 постійнодіючої 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.

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).

Родючість і загальна біопродуктивність кислих ґрунтів тим нижча, чим вища 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, індустріальні 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.

25.7. 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

бездошові 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 заплавл шляхом вирівнювання русел малих річок позбавила ці ландшафти води та родючого мулу, понизила рівень води в річках і викликала переосушення (часто з содовим засоленням) заплавлних лугових ґрунтів. Сьогодні головним завданням має стати не осушувальна меліорація нових площ, а освоєння вже осушених угідь і занедбаних ділянок.

Висновки

Проблема охорони ґрунтів є надзвичайно актуальною, бо в умовах інтенсивного використання, ґрунти часто втрачають свою природну родючість, деградують чи навіть цілком руйнуються. Серед основних причин втрати ґрунтової родючості слід відзначити патологію ґрунтового профілю та генетичних горизонтів (ерозія і дефляція, переущільнення поверхневих горизонтів, відчуження ґрунту з функціонуючих екосистем), порушення біоенергетичного режиму ґрунтів та екосистем (девегетація 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.

Охорона і раціональне використання ґрунтів – це система заходів, спрямованих на захист, якісне поліпшення і науково обґрунтоване використання земельних фондів з метою збереження та підвищення їх репродуктивної функції, підтримки стійкості біосфери.

Завдання на самопідготовку:

1. Закріпити отримані на лекції знання.
2. Підготувати реферати та доповіді за темою „Законодавство України в галузі охорони ґрунтів”.
3. Підготувати самостійно тему: «Управління в галузі охорони ґрунтів України»

Питання для самоконтролю:

1. Визначте завдання охорони ґрунтів.
2. Охарактеризуйте механізми опустелювання ґрунтів.
3. Визначте негативну дію селів та зсувів на ґрунтовий покрив планети.
4. Проаналізуйте захист едафотопів від процесів вторинного засолення, осолонцювання і злитизації.
5. Визначте чинники вторинної кислотності ґрунтів.
6. Обґрунтуйте охорону ґрунтів від переосушення.
7. Охарактеризуйте ґрунтовий моніторинг.

Лекція № 26

Тема: „Аналіз сучасного стану ґрунтів України”

План

- 26.1. Структура та динаміка основних видів земельних угідь.
- 26.2. Деградація земель.
- 26.3. Основні чинники антропогенного впливу на земельні ресурси.

26.1. Структура та динаміка основних видів земельних угідь

Україна володіє великими земельними ресурсами, площа яких складає понад 60,4 млн. га, серед яких – 41,8 млн. га сільськогосподарських угідь (69,3 % території України), в тому числі 33,2 млн. га ріллі (55%), 7,6 млн. га природних кормових угідь – сіножатей та пасовищ (12,6%). Розораність сільськогосподарських угідь досягає 72 %, а в ряді регіонів перевищує 88 %.

Ґрунтовий покрив України на 60% її території представлений чорноземними ґрунтами. Ці ґрунти характеризуються сприятливими водно-фізичними властивостями. Згідно з коефіцієнтом профільного накопичення гумусу спостерігається його зменшення від чорноземів, типових для Лісостепу, до чорноземів звичайних Північного Степу і чорноземів південних Південного Степу і, відповідно, зменшення природної (без добрив) і ефективної (на фоні добрив в оптимальних об'ємах) їх родючості.

До наступної за поширенням групи ґрунтів віднесено опідзолені ґрунти Лісостепу (чорноземи опідзолені, темно-сірі опідзолені, сірі лісові, ясно-сірі лісові ґрунти), які за продуктивною здатністю належать до найродючіших ґрунтів в Україні.

Дерново-підзолисті і дернові опідзолені ґрунти Полісся характеризуються недостатнім забезпеченням поживними речовинами, що знижує їх природну родючість.

Темно-каштанові і каштанові ґрунти Сухого Степу – найменш зволожені в Україні, вони характеризуються значними запасами поживних речовин, але невисокою родючістю через посушливість клімату.

Ґрунти буроземної зони диференціюються на буроземи, буроземи опідзолені, буроземно-підзолисті поверхнево оглеєні, лучно-буроземно-глейові. Несприятливими водно-фізичними властивостями та кислою реакцією ґрунтового покриву характеризуються поверхнево оглеєні буроземні ґрунти.

Напівгідроморфні ґрунти (лучно-чорноземні, лучно-каштанові ґрунти) характеризуються підвищеною зволоженістю. Ця група ґрунтів, за винятком солонцюватих видів, характеризується високою природною і ефективною родючістю.

Гідроморфні ґрунти, що включають лучні, лучно-болотні, болотні та органогенні, зазнають постійного або періодичного перезволоження, тому переважно їх використовують під сінокоси та пасовища.

Структура ґрунтового покриву України функціонально відображає природну родючість ґрунтів.

У сучасних умовах господарювання зміни форм власності на землю негативно позначилися на родючості ґрунтів, яка залишилася поза увагою і влади, і сільгосптоваровиробників. Призупинено дію попередніх програм підвищення родючості ґрунтів, різко зменшено внесення у ґрунт органічних і мінеральних добрив, хімічних меліорантів. Порушено співвідношення площ природних угідь, лісових і водних ресурсів, надмірно розширено площі ріллі, у тому числі на схилових, малопродуктивних, деградованих і заплавних землях, довготривала нераціональна експлуатація земельних ресурсів, незавершеність земельної реформи та сучасне екстенсивне ведення землеробства негативно позначилося на стійкості агроландшафтів, поставило під загрозу стан ґрунтів України.

Таблиця 26.1 – Земельний фонд України станом на 01.01.2010 року за даними Держкомзему України

Види основних угідь, функціональне використання	Площа земель	
	всього, тис.га	% до загальної території
Сільськогосподарські угіддя	41625,8	69,0
з них: рілля	32473,4	53,8

багаторічні насадження	899,9	1,5
сіножаті і пасовища	7918,0	13,1
Ліси та інші лісовкриті площі	10570,1	17,5
з них:		
вкритих лісовою рослинністю	9670,3	16,0
не вкритих лісовою рослинністю	192,1	0,3
Забудовані землі	2489,0	4,1
з них під:		
житловою забудовою	455,5	0,8
промисловими об'єктами	221,5	0,4
громадською забудовою	281,2	0,5
вулицями, площами, набережними	505,1	0,8
об'єктами транспорту	491,0	0,8
Відкриті заболочені землі	978,0	1,6
Відкриті землі без рослинного покриву або з незначним рослинним покривом (піски, яри, землі, зайняті зсувами, щебенем, галькою, голими скелями)	1032,8	1,7
Інші землі	1236,6	2,1
Всього земель (суша)	57932,3	96,0
Води (території, що покриті поверхневими водами)	2422,5	4,0
РАЗОМ (територія)	60354,8	100,0

Згідно із статтею 12 Закону України «Про правовий режим території, що зазнала радіоактивного забруднення внаслідок Чорнобильської катастрофи», землі зон відчуження та безумовного (обов'язкового) відселення виводяться з господарського обороту, відмежовуються від суміжних територій і переводяться до категорії радіаційно-небезпечних земель, визначення яких наведено у статті 3 цього Закону.

Відповідно до державних актів на землю, станом на 1 січня 2010 року, в управлінні державного департаменту – Адміністрації зони відчуження і зони

безумовного (обов'язкового) відселення (далі – державний департамент) знаходиться територія площею 259,8 тис. га, з якої загальна площа лісового фонду складає 240,6 тис. га (92,6%), у тому числі вкриті лісом землі у обсязі 150,0 тис. гектарів (57,7%).

26.2. Деградація земель

Найсерйознішим фактором зниження продуктивності земельних ресурсів та деградації агроландшафтів є водна і вітрова ерозія, масштаби поширення яких загрожують сьогодні самому існуванню ґрунту як провідному засобу сільськогосподарського виробництва. Впливу ерозії зазнає 57,5% земель України (19360,4 тис. га сільгоспугідь є дефляційно небезпечні, 13284,2 тис. га – піддані водній ерозії (змиті), 2056, 2 тис. га – піддані сумісній дії водної та вітрової ерозії). Щороку внаслідок ерозії втрачається близько 11 млн. т гумусу, 0,5 – азоту, 0,4 – фосфору та 0,7 – калію, а кількість еродованих земель збільшується на 80–90 тис. га.

Розповсюдженим є підкислення, засолення та осолонцювання ґрунтів (землі з кислими ґрунтами займають 17,7 % території; землі із засоленими ґрунтами – 2,8, солонцюватими – 3,7% території країни). Масштабним є забруднення ґрунтів радіонуклідами, важкими металами, пестицидами. Викликає занепокоєння також активізація таких екзогенних геологічних процесів як зсуви (поширені на 0,3% території), підтоплення земель (12%) та карстоутворення (близько 37,6% території країни).

Розвиток водно-ерозійних процесів та систематична багаторічна декомпенсація ґрунту винесених урожаєм поживних елементів зумовили прогресуюче поширення таких негативних процесів, як дегуміфікація та агрохімічне виснаження орних ґрунтів. Згідно з даними агрохімічної паспортизації земель сільськогосподарського призначення, кожні п'ять років ґрунти України втрачають 0,05% гумусу, 4 мг/кг ґрунту рухомих сполук фосфору та 6 – калію, а щорічно – близько 350 кг гумусу, по 2,8 та 4,2 кг рухомих сполук фосфатів та обмінного калію відповідно. Такий комплекс деградаційних явищ може утворювати нові фактори, що лімітують урожай: зменшення потужності кореневмісного шару ґрунту, звуження діапазону активної вологи, посилення кіркоутворення, погіршення водного режиму ґрунтів тощо (рис. 26.1 – 26.2,

табл.26.2).

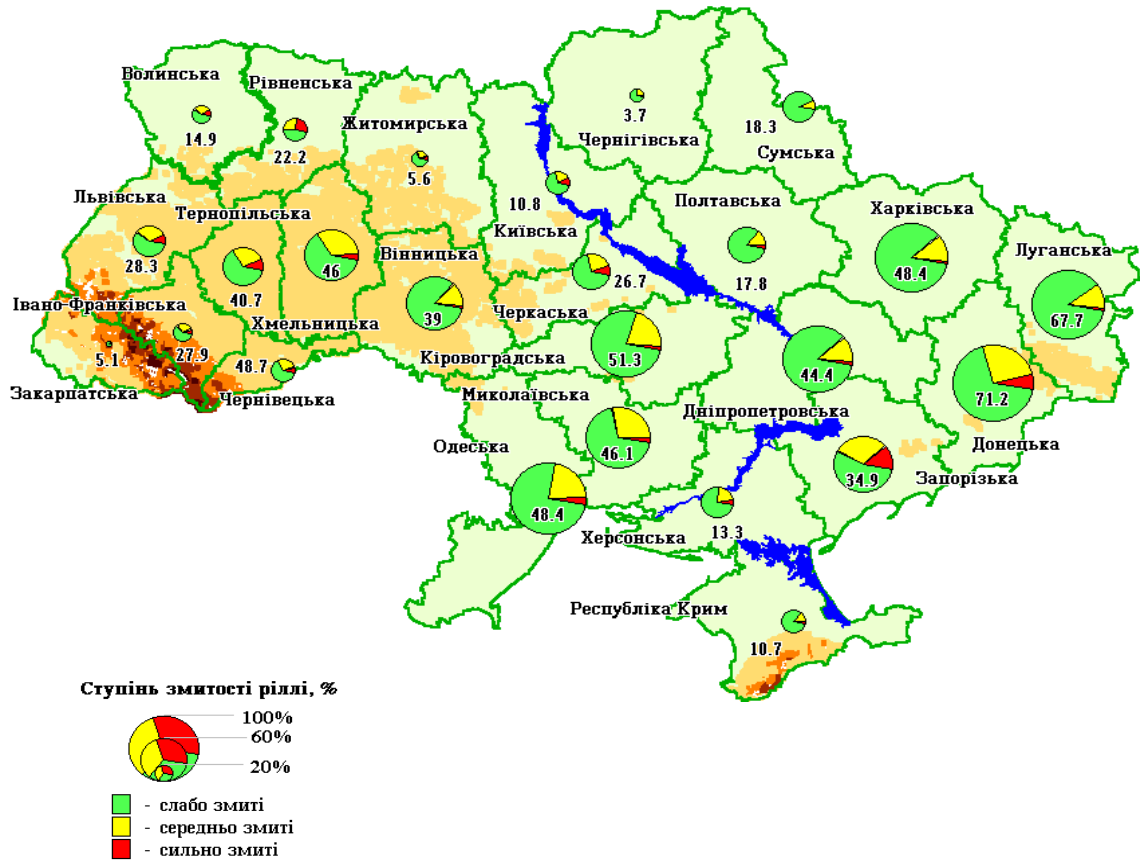


Рисунок 26.1 - Ступінь змитості орних земель України

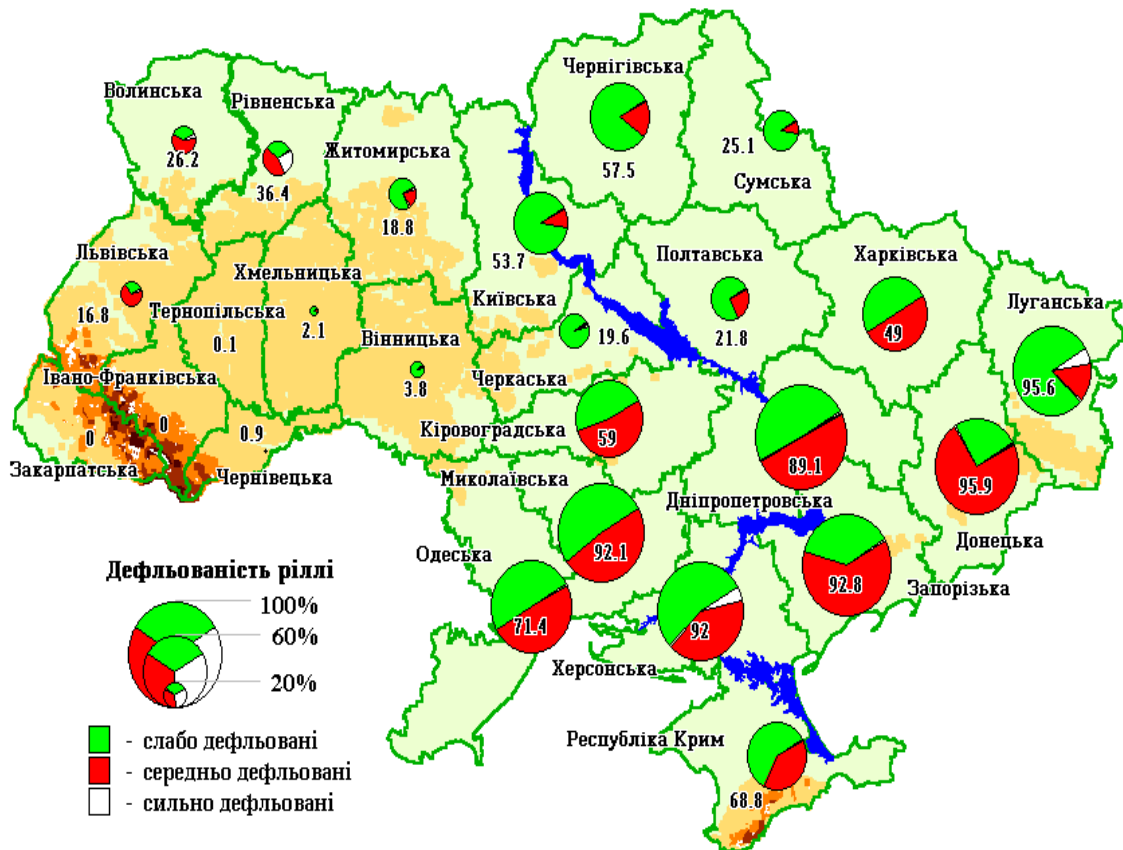


Рисунок 26.2 - Ступінь дефльованості орних земель України

Ерозія ґрунтів

Найбільш істотним фактором зниження продуктивності ґрунтів і зростання деградації агроландшафтів є водна ерозія ґрунтів. Щороку від ерозії втрачаються мільйони тон ґрунту, у тому числі рухомих форм азоту, фосфору і калію. Втрати продукції землеробства від ерозії перевищують 9-12 млн. тонн зернових одиниць щороку.

За даними Держкомзему, загальна площа сільськогосподарських угідь, які зазнали згубного впливу водної ерозії, становить 13,3 млн. гектарів (32 відсотки), у тому числі 10,6 млн. гектарів орних земель. У складі еродованих земель налічується 4,5 млн. гектарів із середньо- та сильнозмитими ґрунтами, у тому числі 68 тис. гектарів повністю втратили гумусовий горизонт.

Досить інтенсивно розвиваються процеси лінійного розмиву та яроутворення. Площа ярів становить 140,3 тис. гектарів. Окремі яружно-балкові системи мають інтенсивність ерозії, що перевищує середні показники у 10-20 разів.

Вітровій ерозії систематично піддається понад 6 млн. гектарів земель, а в роки з пиловими бурями – до 20 млн. гектарів.

Засолені і солонцеві землі. Підтоплення земель

Солонцеві ґрунти займають 2,5 млн. га сільськогосподарських угідь, а засолені – 1,7 млн. гектарів. Деградованими є вторинно засолені та осолонцьовані ґрунти. Площа вторинно засолених ґрунтів складає 80,0 тис. га, а площа вторинно осолонцьованих ґрунтів – близько 600,0 тис. га.

За даними Держводгоспу України, площа підтоплених зрошуваних і прилеглих до них земель складала 60,44 тис. га, з них з глибиною підґрунтових вод ближче 1 м – 6,36 тис. га, 1,0-1,5 м – 11,97 тис. га, 1,5-2,0 м – 42,09 тис. га.

У природних ландшафтах процес підтоплення відбувається внаслідок кліматичних факторів при близькому заляганні підґрунтових вод, недостатньої роботи дренажної системи, впливу великих водосховищ, недостатнього обґрунтування будівництва та експлуатації зрошувальних систем тощо.

Таблиця 26.2 – Деградованість орних земель України (за даними Інституту землеустрою УААН)

Область	Площа деградованої ріллі, тис. га	у тому числі за видами деградації, тис. га						болотні органогенні і мінеральні осушені ґрунти
		гранулометричний склад	скелетність	змитість	дефльованість	засоленість	солонцюватість	
АР Крим	208,7	-	5,3	22,8	10,4	26,0	144,2	-
Вінницька	102,7	3,9	0,1	95,2	0,1	-	-	3,4
Волинська	252,9	195,6	-	39,2	0,4	-	-	17,7
Дніпропетровська	150,8	2,4	-	120,8	4,2	12,7	10,7	-
Донецька	379,1	0,8	1,7	352,3	-	9,3	15,0	-
Житомирська	177,0	134,5	1,4	20,5	1,8	-	-	18,8
Закарпатська	5,0	0,2	0,1	1,5	-	-	-	3,2
Запорізька	397,2	0,7	0,2	282,7	101,7	9,0	2,9	-
Івано-Франківська	41,6	-	0,7	34,7	-	-	-	6,2
Київська	174,3	82,3	-	43,0	18,1	0,3	-	30,6
Кіровоградська	194,7	0,3	-	193,6	-	0,3	0,5	-
Луганська	161,6	1,1	0,8	113,0	24,3	5,9	15,2	1,3
Львівська	185,4	57,9	0,3	101,2	19,7	-	-	6,3
Миколаївська	241,1	0,5	-	234,3	0,6	4,2	1,5	-
Одеська	253,4	2,3	2,7	237,7	0,1	6,1	4,4	0,1
Полтавська	108,3	15,6	-	53,5	-	15,9	22,1	1,2
Рівненська	251,7	141,6	0,6	74,9	1,6	-	-	33,0
Сумська	62,4	34,5	-	20,9	2,5	-	0,1	4,4
Тернопільська	88,8	1,2	11,9	70,8*	-	-	-	4,9
Харківська	134,6	1,4	-	127,4	0,1	2,3	3,3	0,1
Херсонська	118,3	10,2	-	59,8	15,8	10,8	21,7	-
Хмельницька	217,6	7,1	0,5	201,5	-	-	-	8,5
Черкаська	108,1	4,9	-	96,2	0,8	0,3	1,5	4,4
Чернівецька	58,1	-	0,3	51,8	-	-	-	6,0
Чернігівська	160,7	136,1	-	14,1	-	2,7	3,9	3,9
м. Київ	0,2	-	-	0,2	-	-	-	-
м. Севастополь	1,5	-	0,3	1,2	-	-	-	-
Усього по Україні	4235,8	835,1	26,9	2664,8	202,2	105,8	247,0	154,0

Примітка: в Тернопільській області до змитих не включено поверхнево-оглеєні ґрунтові відміни.

Техногенно забруднені землі

Процеси техногенного забруднення набули провідного значення для ґрунтового покриву великих індустриальних міст, який знаходиться під сукупним впливом газопилових викидів промислових підприємств, автотранспорту, об'єктів теплоенергетики, житлово-комунальної сфери тощо. Найскладніші за будовою ареали розсіяння забруднюючих речовин зафіксовані у Алчевську, Вінниці, Києві, Костянтинівці, Кривому Розі, Маріуполі, Миколаєві, Шостці.

Ґрунтово-геохімічне обстеження м. Маріуполь виявило перевищення вмісту кадмію, нікелю, кобальту, марганцю і хрому за природний вміст вдвічі; заліза, міді і свинцю – втричі, а цинку – в шість разів.

Обстеження ґрунтів м. Луганська виявило перевищення вмісту валових форм кадмію в 13 разів, свинцю – 5,5, міді – 5,8, нікелю – 4,4, цинку – 5,6, марганцю – в 1,5 порівняно з фоновими значеннями. Найбільш забруднені цинком та кадмієм ґрунти поблизу заводу «Луганські акумулятори» і в західній частині міста.

В Україні відкрито більше трьохсот нафтових, газових і газоконденсатних родовищ. Наявна розгалужена система магістральних і промислових трубопроводів охоплює всі природно-кліматичні та економічні зони країни. Зношеність виробничого обладнання, непередбачувані природні явища та антропогенний фактор обумовлюють постійне забруднення ґрунтового покриву навколо об'єктів нафтогазового комплексу внаслідок виникнення аварійних ситуацій. За розрахунками, видобуток 1 т нафти супроводжується зруйнуванням та забрудненням 1-1,3 м³ ґрунту.

Автотранспортне забруднення має суттєвий вплив на ґрунти і наземні екосистеми пришляхових смуг. У відпрацьованих газах двигунів внутрішнього згоряння міститься більше 160 шкідливих похідних вуглеводнів дизпалива – вміст свинцю у ґрунтах десятиметрової пришляхової смуги перевищує фонові показники в 2-7 рази, в окремих випадках значно перевищує фонові показники на відстані до 100 м від шосе.

Переущільнення ґрунтів

За даними Національного наукового центру “Інститут ґрунтознавства та агрохімії імені О.Н. Соколовського“, біля 40 % площі орних ґрунтів України переущільнено.

Аналіз сучасних агротехнологій доводить, що тільки зернові культури вирощуються із допустимою (менше 100 ткм/га) площею ущільнення. Решта культур вирощується з перебільшенням нормативу.

Використання важких енергонасичених колісних тракторів руйнує структуру ґрунтів, погіршує водно-повітряний і біологічний режими, сприяє утворенню колій, які заважають якісному виконанню агротехнічних операцій, а на схилах під час зливи саме на них утворюються рівчаки і активізуються процеси ерозії.

Обробіток переущільненого ґрунту супроводжується перевитратами пального, утворенням неякісного за будовою орного (або посівного) шару і, як наслідок, неякісним посівом і наступним розвитком рослин.

Порушені та рекультивовані землі

Наявність і різноманіття в країні порушених земель обумовлено технологічними, економічними, фізико-географічними та соціальними факторами. Відомості про кількість порушених земель (за видами порушень) та їх стан і рекультивованих земель (якісний стан за напрямками господарського використання) у звітах щодо динаміки земельного фонду відсутні. Їх можна отримати лише шляхом інвентаризації цих земель, яка зараз в Україні стосовно цих земель не проводиться. Інвентаризації повинні підлягати порушені землі всіх категорій землекористувачів, які знаходяться в тимчасовому або постійному користуванні, та землі запасу з визначенням площ, їх розповсюдження, типів порушень та можливості подальшого використання цих земель.

Стратегія їх використання передбачає повернення їх після рекультивації в угіддя, з яких вони були вилучені. При недоцільності рекультивації земель в сільськогосподарських цілях, з метою збільшення лісового фонду та

оздоровлення навколишнього середовища, створюються лісонасадження і рекреаційні зони. Через недосконалість процесу відвалоутворення та технології гірничотехнічного етапу рекультивації рекультивованим ґрунтам притаманна строкатість ґрунтового покриву та рельєфу і вони мають задовільні агрофізичні властивості. За даними ННЦ ІГА, продуктивність рекультивованих ґрунтів в середньому складає 50-70 % продуктивності зональних ґрунтів.

У 2010 році на вміст *залишкових кількостей хлорорганічних пестицидів, нітратів* організаціями гідрометслужби були обстежені сільгоспугіддя 35 господарств, 34 районів, 17 областей України і Автономної Республіки Крим. Всього було відібрано 215 проб ґрунту на загальній площі 3562,9 га, виконано 1075 визначень на вміст хлорорганічних пестицидів - суми дихлордифенілтрихлоретану (ДДТ), суми ізомерів альфа і гамма гексахлорциклогексану (ГХЦГ) та нітратів.

За даними спостережень середній вміст залишкових кількостей *суми ДДТ* у ґрунтах сільгоспугідь був значно нижче рівня гранично допустимої концентрації (ГДК) і дорівнював 0,04 ГДК. Максимальний вміст залишкових кількостей суми ДДТ досягав рівня 2,7 ГДК у ґрунтах під яблуневим садом Мелітопольського дослідного господарства УкрНДІЗС Запорізької області, 1,0 ГДК - у Миколаївській області в Новоодеському районі під садами радгоспу «Радсад».

Вміст залишкових кількостей *суми ГХЦГ (альфа і гамма)* у пробах ґрунтів усіх обстежених областей не виявлено.

У 2010 році середні і максимальні концентрації *нітратів* у ґрунтах більшості обстежених областей значно підвищились. Максимальний вміст нітратів на рівні 1,1 ГДК виявлено під кукурудзою у ґрунтах ТОВ «Агропрайм» Болградського району Одеської області та у ґрунтах під конюшиною ДП дослідного господарства «Еліта» Миронівського району Київської області.

Промислові токсиканти. На вміст промислових токсикантів вибірково

були обстежені ґрунти 17-ти міст України: Дніпродзержинська, Дніпропетровська, Нікополя Дніпропетровської області, Костянтинівки, Маріуполя Донецької області, Києва, Білої Церкви Київської області, Володимир-Волинського Волинської області, Світловодська Кіровоградської області, Стрия Львівської області, Іллічівська Одеської області, Кременчука Полтавської області, Керчі АР Крим, Луганська, Тернополя, Херсона, Рівного. Всього було проаналізовано 600 проб ґрунту і виконано 4800 визначень.

Спостереження за забрудненням ґрунтів важкими металами проводились в регіонах з підвищеною концентрацією промислових виробництв, де розміщені потужні джерела промислових викидів забруднювальних речовин в атмосферу.

За даними спостережень, найбільш забрудненими виявились ґрунти міст Костянтинівка, Маріуполь, Дніпродзержинськ, Іллічівськ, Луганськ, Керч.

Дещо менше вміст важких металів відмічено у ґрунтах Дніпропетровська, Нікополя, Рівного, Херсона, Стрия, Тернополя, хоча і в цих містах за деякими металами середній і максимальний вміст помітно перевищував гранично допустимі концентрації.

У інших містах середні концентрації важких металів були менше рівня відповідних ГДК, але максимальні значення деяких металів перевищували їх у декілька разів (таблиця 26.3).

Таблиця 26.3– Забруднення ґрунтів промисловими токсикантами в 2010 р. у кратності ГДК

Місто	Забруднювальні речовини (серед./макс. вміст, в кратності ГДК)					
	Cd	Mn	Cu	Ni	Pb	Zn
Біла Церква	0,0/0,0	0,4/2,6	0,2/0,4	0,2/0,3	0,4/2,3	0,3/1,2
Володимир-Волинський	0,0/0,3	0,3/0,4	0,4/1,9	0,2/0,3	0,7/1,7	0,7/2,3

Місто	Забруднювальні речовини (серед./макс. вміст, в кратності ГДК)					
	Cd	Mn	Cu	Ni	Pb	Zn
Дніпродзержинськ	1,0/1,5	1,0/3,0	1,2/7,1	0,8/7,4	2,8/39,	2,0/9,0
Дніпропетровськ	0,4/5,0	0,5/2,6	0,5/2,6	0,3/0,6	0,9/4,1	1,0/4,0
Іллічівськ	0,0/0,5	1,1/3,9	2,8/11,2	1,0/8,8	2,4/12,	2,3/9,5
Київ	0,0/0,0	0,2/0,5	0,3/0,8	0,2/0,3	0,8/4,3	0,8/2,3
Керч	0,1/0,8	1,2/3,8	0,7/2,7	0,7/4,1	2,0/10,	1,3/3,0
Костянтинівка	3,9/43,	1,8/3,0	1,9/3,9	0,4/0,6	8,6/26,	11,0/14,8
Кременчук	0,2/1,0	0,2/0,5	0,4/1,6	0,1/0,4	0,6/2,3	0,8/4,2
Луганськ	0,5/9,0	0,5/1,1	1,1/3,1	0,9/6,1	2,3/12,	1,8/4,4
Маріуполь	0,5/2,8	1,2/2,4	2,0/5,8	0,5/1,1	3,0/10,	2,8/5,7
Нікополь	0,1/1,0	1,9/5,1	0,3/2,6	0,3/0,6	0,8/6,8	0,8/4,8
Рівне	0,3/1,8	0,3/0,5	0,7/5,2	0,3/0,6	1,1/8,0	1,0/4,3
Світловодськ	0,1/0,5	0,2/0,3	0,3/4,8	0,1/0,3	0,8/7,9	0,5/2,5
Стрий	0,1/0,5	0,6/0,8	0,7/4,3	0,5/0,7	1,1/3,9	1,1/2,7
Тернопіль	0,4/0,8	0,3/0,5	0,4/1,0	0,3/0,6	0,9/5,3	1,3/3,5
Херсон	0,2/2,3	0,4/3,9	1,2/4,0	0,3/0,5	1,9/5,3	1,6/4,7

У ґрунтах Костянтинівки середній вміст цинку становив 11,0 ГДК, свинцю – 8,6 ГДК, кадмію – 3,9 ГДК, міді – 1,9 ГДК, марганцю – 1,8 ГДК. Вміст нікелю був нижче рівня гранично допустимих концентрацій. Максимальний вміст кадмію 43,5 ГДК та свинцю 26,9 ГДК досягав рівнів високого забруднення (ВЗ)¹ у ґрунтах на території промзони заводу «Укрцинк». Тут же зафіксовано максимальний вміст міді на рівні 3,9 ГДК. Вміст цинку 14,8 ГДК виявлено у ґрунтах на розі вулиць Трудової і Горького, марганцю 3,0 – 2,8 ГДК на розі вулиць Суворова і Мусоргського та на інших вулицях міста.

У ґрунтах Маріуполя середній вміст свинцю був на рівні 3,0 ГДК, цинку – 2,8 ГДК, міді – 2,0 ГДК, марганцю – 1,2 ГДК, кадмію і нікелю – 0,5 ГДК. Максимальні концентрації свинцю досягали рівня 10,0 ГДК, міді - 5,8 ГДК,

¹ Під високим забрудненням ґрунтів прийнято рівень, який перевищує ГДК у 20 разів і більше для забруднювальних речовин техногенного походження.

цинку – 5,7 ГДК у ґрунтах на території ВАТ «Радіаторний завод», кадмію – 2,8 на території ВАТ Металургійний комбінат «Азовсталь», марганцю – 2,4 – 2,2 ГДК у ґрунтах в районі Судноремонтного заводу та «Аглофабрики». Максимальний вміст нікелю досягав рівня 1,1 ГДК.

Середній вміст свинцю у ґрунтах Дніпродзержинська досягав 2,8 ГДК, цинку – 2,0 ГДК, міді – 1,2 ГДК, кадмію та марганцю був на рівні ГДК. Максимальний вміст свинцю досягав рівня високого забруднення (ВЗ) 39,3 ГДК, цинку – 9,0 ГДК, нікелю – 7,4 ГДК, марганцю – 3,0 ГДК, кадмію – 1,5 ГДК на території ВАТ «Дніпровагонмаш», міді – 7,1 ГДК на території ВАТ «Дніпродзержинський коксохімічний завод».

У ґрунтах Іллічівська середні значення міді досягали рівня 2,8 ГДК, свинцю – 2,4 ГДК, цинку – 2,3 ГДК, марганцю 1,1 ГДК, нікелю – 1,0 ГДК. Максимальний вміст свинцю на рівні 12,2 ГДК, міді - 11,2 ГДК цинку – 9,5 ГДК, нікелю – 8,8 ГДК, марганцю – 3,9 ГДК виявлено у ґрунтах на території Судноремонтного заводу.

Середній вміст свинцю у ґрунтах Луганська був на рівні 2,3 ГДК, цинку – 1,8 ГДК, міді – 1,1 ГДК, кадмію, марганцю і нікелю – у межах 0,5-0,9 ГДК. Максимальний вміст свинцю 12,2 ГДК виявлено на території машинобудівного заводу ім. Пархоменка, кадмію – 9,0 ГДК, нікелю – 6,1 ГДК на території ЗАТ «Луганські акумулятори», цинку – 4,4 ГДК на території шахти «Луганська», міді – 3,1 ГДК на території ремонтно-механічного заводу, марганцю – 1,1 ГДК на території промзони ливарно - механічного заводу.

У ґрунтах Керчі середні концентрації свинцю досягали рівня 2,0 ГДК, цинку – 1,3 ГДК, марганцю – 1,2 ГДК. Середній вміст кадмію, міді, нікелю був у межах 0,1-0,7 ГДК. Максимальний вміст свинцю – 10,4 ГДК, міді – 2,7 ГДК виявлено на території Суднобудівельного заводу, нікелю – 4,1 ГДК на території склокомбінату, марганцю – 3,8 ГДК на території металургійного комбінату ім. Войкова, цинку 2,9 – 3,0 ГДК на території склокомбінату, залізорудного комбінату, Суднобудівельного заводу.

Таким чином, внаслідок багаторічних викидів забруднювальних

речовин в атмосферне повітря у великих та промислових містах навколо підприємств сформувалися зони суттєвого забруднення ґрунтового покриву важкими металами.

26.3. Основні чинники антропогенного впливу на земельні ресурси

Санепідслужбою здійснюється моніторинг стану ґрунтів на територіях їх можливого негативного впливу на здоров'я населення. У 2010 р. досліджено за санітарно-хімічними показниками 28944 проби, з них не відповідало санітарним нормам 1606 (5,5 % проти 6,0 % у 2007), у тому числі на солі важких металів – 12688 проб, з них 9,2 % (1163) не відповідало санітарним нормам (у 2007 – 9,7%); пестициди – 8061 проба ґрунту, з яких 2,0 % (164) не відповідало санітарним нормам. Досліджено на бактеріологічні показники 19388 проб; на гельмінти – 149607 проб, з яких не відповідало санітарним нормам відповідно 7,4 % (1430) та 3,09 % (4526) (у 2007 – 9,2 % і 2,9 %).

Держсанепіднаглядом і лабораторним контролем були охоплені території вирощування сільськогосподарської продукції, території в місцях застосування пестицидів, в зоні житлових масивів, дитячих закладів, майданчиків, лікувально-профілактичних закладів.

У 2010 році в місцях зберігання токсичних відходів на території підприємств досліджено 653 проби ґрунту за хімічними показниками, з них не відповідало гігієнічним нормативам – 6,9 %; поза територією підприємств у місцях їх складування або захоронення (полігони, звалища, кар'єри) – 2134, з них не відповідало нормативам – 11,2 %; у житловій зоні – 13150, з них не відповідали нормам – 3,9 %.

Зареєстровано 1432 місця знешкодження та захоронення господарсько-побутових і промислових відходів III-IV класу небезпеки у містах і селищах міського типу, з них 62,6 % (896) не відповідають санітарним вимогам.

У 2010 році стан використання та охорони земельних (грунтових) ресурсів характеризується як незадовільний і має тенденцію до погіршення. Найбільш важливі причини, що зумовлюють такий стан, наступні:

- надзвичайно високий економічно та екологічно не обґрунтований рівень господарського (передусім сільськогосподарського) освоєння території;
- нерівномірне сільськогосподарське освоєння території, внаслідок чого розораність земель в окремих регіонах досягла надмірних розмірів;
- інтенсивний розвиток деградаційних процесів та наявність значних площ деградованих земель;
- стихійне формування нових типів землекористування в ринкових умовах шляхом оренди земельних часток (паїв), які характеризуються нестабільністю, дрібноконтурністю, черезсмужжям;
- недостатність площ земель природно-заповідного, лісового та іншого природоохоронного, рекреаційного, оздоровчого та історико-культурного призначення;
- наявність значних площ земель, використання яких законодавчо обмежується (територія радіаційного забруднення внаслідок аварії на Чорнобильській АЕС, санітарно-захисні та охоронні зони підприємств промисловості, транспорту, зв'язку, оборони);
- високий рівень техногенного забруднення навколишнього природного середовища в багатьох регіонах, недостатній розвиток екологічної інфраструктури; відсутність екологічного нормування антропогенних навантажень на ґрунтовий покрив;
- відсутність державних, регіональних і місцевих програм комплексного вирішення питань щодо використання та охорони земель;
- недостатнє нормативно-правове та нормативно-технічне забезпечення, що регулює використання та охорону земель.

З діяльністю підприємств вугільної промисловості пов'язане виведення

з народногосподарського обороту значних площ земель, що відведені під промплощини шахт, розрізів і збагачувальних фабрик, вироблений простір розрізів, породні відвали, шламонакопичувачі, ставки-накопичувачі та освітлювачі тощо. Загальна площа зайнятих ними земель склала у 2010 році біля 19,23 тис. га.

Як відмічалось, внаслідок багаторічної діяльності вугільної промисловості України всього сформовано та знаходилось на балансі вугільних підприємств у 2010 році 888 породних відвалів, які займали площу 5,99 тис. га. Окрім цього, значна площа земель зайнята шламонакопичувачами збагачувальних фабрик - більше 1,15 тис. га, ставками-освітлювачами та накопичувачами - більш ніж 1,5 тис. га; проммайданчиками шахт і збагачувальних фабрик – 6,49 тис. га; іншими об'єктами - більш ніж 3,67 тис. га.

Завдання на самопідготовку:

4. Підготувати реферати та доповіді на тему «Сучасний стан поводження з відходами. Закон України «Про відходи»».

5. Підготувати самостійно реферати та доповіді на теми «Земельний кодекс. Основні принципи розробки заходів щодо захисту ґрунтів від виснаження та забруднення».

Питання для самоконтролю:

1. Який тип ґрунтів є найбільш розповсюдженим на території України?
2. Поясніть негативний антропогенний вплив на родючість ґрунтів.
3. Розкажіть про розвиток водно-ерозійних процесів.
4. Проблема підтоплення земель.
5. Процеси техногенного забруднення земель.
6. Назвіть основні чинники антропогенного впливу на земельні ресурси.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. [Текст] / Л.Н. Александрова. – Л.: Наука, 1980.
2. Александрова Л.Н. Лабораторно-практические занятия по почвоведению. [Текст] / Л.Н. Александрова, О.А. Найдёнова. – Л.: Агропромиздат, 1989.
3. Атлас почв СССР. – М.: Колос, 1974.
4. Атлас почв Украинской ССР/ Под. ред Н.К. Крупского и Н.И. Полупана. – Киев: Урожай, 1979.
5. Афанасьева Т.В., Почвы СССР. [Текст] / Т.В. Афанасьева, В.И. Василенко, Т.В. Терешина, Б.Б. Шеремет. – М.: Мысль, 1979.
6. Булатов А. И., Охрана окружающей среды в нефтегазовой промышленности. [Текст] / А. И. Булатов, Макаренко П. П., Шеметов В. Ю. – М.: Недра, 1997. – 407 с.
7. Вернадский В.И. Биосфера. [Текст] / В.И. Вернадский. – М.: Мысль, 1974.
8. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. [Текст] / Н.Б. Вернандер. – К., 1966
9. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. [Текст] / В.Р. Волобуев. – Л.: Наука, 1974.
10. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. [Текст] / А.Д. Воронин. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
11. Глазовская М.А. Почвы мира. [Текст] / М.А. Глазовская – Т.1 и 2. – М.: МГУ, 1972 – 1973.
12. Горбунов Н.И. Минералогия и физическая химия почв. [Текст] / Н.И. Горбунов. – М.: Наука, 1974.
13. Дедю И.И. Экологический энциклопедический словарь. [Текст] / И.И. Дедю. – Кишинев: Гл. ред. МСЭ, 1990.
14. Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР. [Текст] / В.Н. Димо. – М.:

Колос, 1972.

15. Добровольский В.В. География почв с основами почвоведения. [Текст] / В.В. Добровольский – М.Высшая школа, 1989.

16. Добровольский Г.В., География почв. [Текст] / Г.В. Добровольский, И.С. Урусевская. – М.:МГУ, 1984.

17. Довідник з агрохімічного та агроекологічного стану ґрунтів України. – К.: Урожай, 1994. – 333 с.

18. Докучаев В.В. Русский чернозем [Текст] / В.В. Докучаев. Избр. соч. – М.: Госсельхозиздат, 1948. Т.1.

19. Доповідь про стан навколишнього природного середовища в Харківській області в 2010 році /інформаційне видання/ Державне управління охорони навколишнього природного середовища в Харківській області. - Харків. – 2011 – 221 с.

20. Дюшафур Ф. Основы почвоведения. [Текст] / Ф. Дюшафур. – М.: Прогресс, 1970.

21. Земельні ресурси України [Текст] / За ред. В. В. Медведєва, Т. М. Лактіонової. – К.: Аграрна наука, 1998. – 150 с.

22. Зонн С.В. Алюминий. Роль в почвообразовании и влияние на растения. [Текст] / С.В. Зонн, А.П. Травлеев – Днепропетровск.: Изд-во ДГУ, 1992.

23. Зонн С.В. Географо-генетический аспекты почвообразования, эволюции и охраны почв. [Текст] / С.В. Зонн, А.П. Травлеев. – К.: Наукова думка, 1986.

24. Канівець В.І. Життя ґрунту. [Текст] / В.І. Канівець – К.: Аграрна наука, 2001.

25. Классификация и диагностика почв СССР. – М.: Колос, 1977.

26. Ковда В.А. Основы учения о почве. [Текст] / В.А. Ковда. – Кн.1 и 2. – М: Наука, 1973.

26. Кононова М.М. Органическое вещество почвы. [Текст] / М.М. Кононова – М.: Изд-во АН СССР, 1963.

27. Крупенников И.А. История почвоведения. [Текст] / И.А. Крупенников – М.: Наука, 1981.
28. Лактіонов М.І. Агрогрунтознавство. Навч. Посібник [Текст] / М.І. Лактіонов - Харк. держ. аграр. ун-т. ім. В.В. Докучаєва. – Харків: Видавець Шуст А.І., 2001.
29. Лобова Е.А. Почвы. [Текст] / Е.А. Лобова, А.В. Хабаров – М.: Мысль, 1983.
30. Минеев В.Г. Химизация земледелия и природная среда. [Текст] / В.Г. Минеев – М.: Агропромиздат, 1990. – 287 с.
31. Надточій П.П. Екологія ґрунту та його забруднення. [Текст] / П.П. Надточій, Ф.В. Вольвач, В.Г. Гермашенко – К.: Аграрна наука, 1998.
32. Назаренко И.И. Окультуривание подзолистых оглеенных почв. [Текст] / И.И. Назаренко – М.: Наука, 1981.
33. Назаренко І.І. Грунтознавство: Навчальний посібник. Ч. 1, 2. [Текст] / І.І. Назаренко– Чернівці: Рута, 1998, 1999.
34. Національна доповідь про стан навколишнього природного середовища в Україні у 2008 році: – К.: Мінприроди України, 2009. – 560с..
35. Новиков Ю.В. Экология, окружающая среда и человек. [Текст] / Ю.В. Новиков – М.: Агентство "ФАИР", 1998.
36. Орлов Д.С. Химия почв. [Текст] / Д.С. Орлов – М.: Изд-во МГУ, 1985.
37. Пиковский Ю.И. Природные и техногенные потоки углеводородов в окружающей среде. [Текст] / Ю.И. Пиковский – М.: Изд-во МГУ, 1993. – 208 с.
38. Полевой определитель почв [Текст] / Под ред. Н.И.Полупана и Б.С. Носко. – К.: Урожай, 1981.
39. Польшина С.М. Грунтознавство. Головні типи ґрунтів. Ч. 1, 2. [Текст] / С.М. Польшина – Чернівці: Рута, 2000, 2001.
40. Пономарёва В.В. Теория подзолообразовательного процесса. [Текст] / В.В. Пономарёва– Л.: Изд-во АН СССР, 1964.

41. Пономарёва, В.В. Гумус и почвообразование. [Текст] / В.В. Пономарёва, Т.А. Плотникова – Л.: Наука, 1980.
42. Почвоведение [Текст] / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат, 1989.
43. Почвоведение. В 2 ч. [Текст] / Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.: Высш. шк.,1988.
44. Почвы Украины и повышение их плодородия: В 2 т. [Текст] – К.: Урожай, 1988. Т.1-2.
45. Вернандер Н.Б. Почвы УССР [Текст] / Н.Б.Вернандер, М.М.Годлин, Г.Н.Самбур, С.А.Скорина. – К.-Х.: Изд-во с.х. литературы, 1951.
46. Практикум по почвоведению [Текст] / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Колос, 1980.
47. Прасолов Л.И. Генезис, география и картография почв. [Текст] / Л.И. Прасолов – М.: Наука, 1978.
48. Природа Чернівецької області [Текст] / Під ред. К.І. Геренчука. – Львів: Вища школа,1978.
49. Річний звіт про стан навколишнього природного середовища в Луганській області у 2010 році. [Текст] / Державне управління екології та природних ресурсів в Луганській області, 2011 р – 263 с.
50. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Т.1 и 2. [Текст] / А.А. Роде – М.: Наука, 1965, 1969.
51. Родючість ґрунтів. Моніторинг та управління [Текст] / За ред. В.В.Медведева. – К.: Урожай, 1992.
52. Розанов Б.Г. Морфология почв. [Текст] / Б.Г. Розанов – М.: МГУ, 1983.
53. Русский чернозем – 100 лет после Докучаева. [Текст] – М.: Наука, 1983
54. Соколовский А.Н. Сельскохозяйственное почвоведение. [Текст] / А.Н. Соколовский – М.: Сельхозгиз, 1956.
55. Стан родючості ґрунтів України та прогноз його змін за умов

сучасного землеробства [Текст] / За ред. В. В. Медведєва і М. В. Лісового. – Харків: Штрих, 2001. – 100 с.

56. Тлумачний словник з агрогрунтознавства [Текст] / За ред. М.Л.Лактіонова, Т.М.Лактіонової. – Харків, 1998.

57. Тюрюканов А.Н. О чем говорят и молчат почвы. [Текст] / А.Н. Тюрюканов - М.: Агропромиздат, 1990.

58. Україна: Еколого-географічний атлас. – К.: Варта, 2006. – 220 с.

59. Чорний, І.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. [Текст] / І.Б. Чорний – К.: Вища шк., 1995.

60. Шеин Е.В. Сборник задач по физике почв. [Текст] / Е.В. Шеин, В.А. Капинос - М.: Изд-ВО МГУ.1994.- 79 с.