С. П. ПОЗНЯК

ҐРУНТОЗНАВСТВО І ГЕОГРАФІЯ ҐРУНТІВ

1 частина

631.4(075.8)
П47

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

С. П. ПОЗНЯК

ҐРУНТОЗНАВСТВО І ГЕОГРАФІЯ ҐРУНТІВ

Підручник

У двох частинах

Частина 1

Затверджено
Міністерством освіти і науки України

КНИГ

Львів
ЛНУ імені Івана Франка
2010

УДК 631.4(075.8)
ББК П03Я73
П 47

Рецензенти:

д-р геогр. наук, проф., член-кореспондент АПН України *П. Г. Шищенко*
(Київський національний університет імені Тараса Шевченка);

д-р геогр. наук, проф. *А. І. Кривульченко*
(Кіровоградський державний педагогічний університет ім. В. Винниченка);

д-р с.-г. наук, проф. *Д. Г. Тихоненко*
(Харківський національний аграрний університет імені В. В. Докучаєва)

Затверджено
Міністерством освіти і науки України як підручник
для студентів вищих навчальних закладів
Лист № 1/11-9787 від 22.10.2010 р.

Позняк С.П.

П 47 Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник. У двох частинах. Ч. 1 / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – 270 с. + 0,16 вкл.

ISBN 978-966-613-768-8.

ISBN 978-966-613-769-5 (Ч. 1).

Розглянуто основи ґрунтознавства, питання ґенези та еволюції ґрунтів, їхню роль і функціонування в біосфері. Подано загальну схему процесу ґрунтотворення, показана роль колообігу речовин у ґрунтотворенні, розкрито значення компонентів географічного середовища як чинників ґрунтотворення. Охарактеризовано склад, властивості твердої, рідкої, газоподібної і живої фаз ґрунту. Проаналізовано чинники й умови родючості та відтворення ґрунтів. Обговорено питання класифікації, систематики і таксономії ґрунтів.

Для студентів і аспірантів географічних, геологічних, біологічних, екологічних та інших природничих спеціальностей, агротехнологічних і землевпорядних спеціальностей аграрних вузів, а також буде корисним для працівників науково-дослідних закладів.

Рассмотрены основы почвоведения, вопросы генезиса и эволюции почв, их роль и функционирование в биосфере. Приведена общая схема процесса почвообразования, показана роль круговорота веществ в почвообразовании. Охарактеризованы состав, свойства твердой, жидкой, газообразной и живой фаз почвы. Проанализированы факторы и условия плодородия и восстановления почв. Обговариваются вопросы классификации, систематики и таксономии почв.

Для студентов и аспирантов географических, геологических, биологических, экологических и других естественных специальностей, агротехнологических и землеустроительных специальностей аграрных вузов, а также будет полезен для работников научно-исследовательских учреждений.

The soilscience theory, issues of genesis and soil evolution, its role and functioning in the biosphere are reviewed in a manual. The general scheme of soil creation, the role of elements migration for the soil evolution, the importance of the geography environment components as the factors of soil formation, the soil substance, components, properties of its massive, fluid, gaseous and alive phases are described. The main principles of soil taxonomy and classification are stated in a manual.

For the students and post-graduate students of geographical, geological, biological, ecological and other natural specializations, agrotechnical and land surveyor specializations of agronomical institutions, and for the experts of research organizations.

482195

УДК 631.4(075.8)
ББК П03Я73

ISBN 978-966-613-768-8
ISBN 978-966-613-769-5 (Ч. 1)

© Позняк С.П., 2010
© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2010

НТБ ВНТУ
м.Вінниця

ЗМІСТ

Вступ 7

Розділ 1. **Історія розвитку ґрунтознавства і географії ґрунтів** 11

1.1. Розвиток ґрунтознавства та географії ґрунтів в світі 11

1.2. Розвиток ґрунтознавства та географії ґрунтів в Україні 20

Контрольні запитання і завдання 27

Література 28

Розділ 2. **Чинники ґрунтотворення** 29

2.1. Клімат як чинник ґрунтотворення 30

2.2. Гірські і материнські породи, їхня роль у ґрунтотворенні 36

2.3. Роль рельєфу в ґрунтотворенні 44

2.4. Біологічні чинники ґрунтотворення 46

2.5. Час у системі чинників ґрунтотворення 53

2.6. Роль антропогенного чинника в ґрунтотворенні 56

Контрольні запитання і завдання 59

Література 59

Розділ 3. **Ґрунтотворення та ґрунтотворний процес** 61

3.1. Розвиток первинного ґрунтотворного процесу. Загальна схема і суть процесу ґрунтотворення 62

3.2. Великий геологічний колообіг речовин у природі 65

3.3. Малий біологічний колообіг речовин у природі 68

3.4. Ґрунтотворення і рослинність. Рослинні формації 69

3.5. Енергетика ґрунтотворення 70

3.6. Елементарні ґрунтові процеси 74

3.6.1. Біогенно-акумулятивні процеси 75

3.6.2. Гідрогенно-акумулятивні процеси 76

3.6.3. Елювіальні ґрунтові процеси 78

3.6.4. Метаморфічні ґрунтові процеси 80

3.6.5. Ілювіально-акумулятивні ґрунтові процеси 82

3.6.6. Педотурбаційні ґрунтові процеси 84

3.6.7. Деструктивні ґрунтові процеси 85

3.7. Стадійність і типи ґрунтотворення 86

Контрольні запитання і завдання 92

Література 93

Розділ 4. **Морфологія ґрунтів** 95
4.1. Генетичний профіль ґрунту 95
4.2. Діагностичні горизонти ґрунту 97
4.3. Характер переходів між генетичними горизонтами 103
4.4. Потужність ґрунтового профілю і ступінь диференціації 105
4.5. Складення ґрунту 106
4.6. Забарвлення ґрунту 107
4.7. Структура ґрунту 110
4.8. Новоутворення і включення 113
4.9. Мікроморфологія ґрунтів 114
Контрольні запитання і завдання 115
Література 115

Розділ 5. **Ґенеза, склад і властивості мінеральної частини ґрунту** 117
5.1. Гірські породи 117
5.2. Первинні породотворні мінерали 118
5.3. Елементарні процеси вивітрювання мінералів і порід 121
5.4. Вторинні мінерали осадових порід і ґрунтів 126
5.5. Гранулометричний, мінералогічний і хімічний склад ґрунтотворних порід та ґрунтів 133
5.5.1. Гранулометричні елементи, їхні властивості та класифікація 134
5.5.2. Класифікація ґрунтів за гранулометричним складом 135
5.5.3. Мінералогічний склад ґрунтів 140
5.5.4. Хімічний склад ґрунтів 143
Контрольні запитання і завдання 145
Література 146

Розділ 6. **Органічна та органо-мінеральна частини ґрунту** 147
6.1. Джерела органічних речовин у ґрунтах та їхній хімічний склад 147
6.2. Процеси перетворення органічних залишків у ґрунті 148
6.3. Склад гумусу та його властивості 152
6.4. Органо-мінеральні сполуки і комплекси у ґрунтах 156
6.5. Гумусовий стан ґрунтів 159
6.6. Екологічні особливості та значення органічної частини ґрунту 162
6.7. Географічні закономірності гумусоутворення 164
Контрольні запитання і завдання 170
Література 170

Розділ 7. **Вбирна здатність ґрунтів. Ґрунтові колоїди** 171
7.1. Ґрунтово-вбирний комплекс 173
7.2. Ґрунтові колоїди 175
7.3. Екологічне значення вбирної здатності ґрунтів 179
Контрольні запитання і завдання 179
Література 180

Розділ 8. **Кислотність, лужність і буферність ґрунтів** 181
8.1. Природа та види кислотності ґрунтів 181
8.2. Лужність ґрунтів 185
8.3. Буферність ґрунтів 186
8.4. Екологічне значення кислотності ґрунтів 188
Контрольні запитання і завдання 189
Література 189

Розділ 9. **Рідка фаза ґрунту** 191
9.1. Категорії та форми води в ґрунті 191
9.2. Водно-фізичні властивості ґрунту 196
9.2.1. Водоутримуюча здатність ґрунту 196
9.2.2. Водопроникність і водопідйомна здатність ґрунту 199
9.2.3. Потенціал ґрунтової вологи і доступність ґрунтової вологи рослинам 200
9.2.4. Екологічне значення водно-фізичних властивостей ґрунтів 201
9.2.5. Водний режим ґрунтів і його типи 202
9.3. Ґрунтовий розчин і окисно-відновні процеси в ґрунтах 206
9.3.1. Склад і концентрація ґрунтових розчинів 206
9.3.2. Окисно-відновні реакції і процеси, їхнє екологічне значення 207
Контрольні запитання і завдання 209
Література 210

Розділ 10. **Ґрунтове повітря і повітряний режим ґрунтів** 211
10.1. Склад ґрунтового повітря 211
10.2. Газообмін ґрунтового повітря 214
10.3. Повітряно-фізичні властивості ґрунтів 215
10.4 Повітряний режим ґрунтів і його регулювання 216
Контрольні запитання і завдання 217
Література 217

Розділ 11. **Фізичні та фізико-механічні властивості ґрунтів** 219
11.1. Загальні фізичні властивості ґрунтів 219
11.2. Екологічне значення фізичних властивостей ґрунтів 221
11.3. Ґенеза, властивості та значення структури ґрунту 222

11.4. Фізико-механічні властивості ґрунтів 224
11.5. Тепловий режим і теплові властивості ґрунтів 229
Контрольні запитання і завдання 234
Література 235

Розділ 12. **Радіоактивність ґрунтів** 237
Контрольні запитання і завдання 240
Література 240

Розділ 13. **Елементи живлення та їхня доступність для рослин** 241
Контрольні запитання і завдання 244
Література 244

Розділ 14. **Родючість ґрунту** 245
14.1. Чинники й умови родючості ґрунтів 246
14.2. Категорії родючості ґрунтів 248
14.3. Чинники, що лімітують родючість ґрунтів 250
14.4. Відтворення родючості ґрунтів 251
14.5. Родючість основних типів ґрунтів 252
Контрольні запитання і завдання 254
Література 254

Розділ 15. **Класифікація, систематика, таксономія ґрунтів** 255
Контрольні запитання і завдання 262
Література 263

Іменний покажчик 264

ВСТУП

Ґрунтознавство – наука про походження, будову, склад, властивості, динаміку ґрунтів як природно-історичних утворень, а також об'єктів праці і засобів виробництва.

Ґрунтознавство – найцікавіша і водночас важкопізнавальна наука про ґрунти, яка зумовлює соціально-економічний і еколого-естетичний розвиток суспільного життя.

Пізнання еколого-генетичних основ становлення, функціонування і розвитку ґрунтів є предметом дослідження в ґрунтознавстві.

Об'єктом дослідження у ґрунтознавстві є ґрунти, чинники їхнього утворення, склад, властивості, продуктивність ґрунтів, їхнє раціональне використання та охорона.

На сучасному етапі розвитку суспільства ґрунтознавство відіграє важливу роль як фундаментальна природничо-історична наука, яка забезпечує потреби аграрного, лісового, водного, комунального господарств та інших галузей економіки.

Генетичне ґрунтознавство як самостійна наука трохи більше як за 125-річний період перетворилось у розвинуту галузь природознавства. Цьому значною мірою сприяли правильна методологічна основа, на якій розвивалося теоретичне ґрунтознавство, послідовний історизм, генетичний підхід до аналізу ґрунтових явищ та їхній аналіз у тісному взаємозв'язку і взаємодії з компонентами природного середовища.

У системі природничих наук теоретичне ґрунтознавство тісно пов'язане з фізико-математичними, хімічними, біологічними, геологічними, географічними науками і спирається на розроблені ними фундаментальні закони.

У системі географічних наук ґрунтознавство тісно пов'язане з загальною фізичною географією (географія ґрунтів), з картографією (картографія ґрунтів), з геоморфологією (вчення про структуру ґрунтового покриву і ґрунтово-геохімічні катени), з гідрологією і кліматологією (гідрологія і клімат ґрунтів), з палеогеографією (палеоґрунтознавство), з циклом економіко-географічних наук (вивчення та оцінка ґрунтових ресурсів), з екологією (екологічне ґрунтознавство) тощо.

Останніми десятиріччями ґрунтовий покрив Землі розглядають як компонент біосфери, який відіграє складну загальнопланетарну роль у накопиченні та перерозподілі енергії і в підтриманні колообігу хімічних елементів, життєво необхідних для організмів. Ґрунти й організми утворюють на суші первинні структурні одиниці біосфери – біогеоценози (екосистеми), які виконують функцію біосинтезу рослинної органічної речовини, що є основною умовою існування тварин, більшості мікроорганізмів, людини і людського суспільства.

Культурні біогеоценози, спрямовані розумом і працею людини, виробляють важливу органічну продукцію харчового і виробничого значення. Отримання біологічної продукції з використанням рослинних і тваринних організмів без раціонального впливу на ґрунтовий покрив і його режим практично неможливе. Однак ефективно управляти культурними екосистемами вдається тоді, коли зрозумілими є механізм, сутність і історія взаємовідносин ґрунту, організмів і умов середовища.

Водночас ґрунт, як компонент біосфери, як базис багатьох екосистем суші, є фундаментом життя та еволюції біосфери. Біосфера – це система біокосних тіл і живих організмів. У цій системі розвиваються зв'язки біокосних тіл як з живими організмами, так і один з одним. Так, ґрунт підстеляє атмосферу й обмінюється з нею водою, хімічними елементами, твердими частинками. Взаємодія з гідросферою включає обмін цих же речовин. Ґрунт регулює склад рік, озер, живить своїм матеріалом донні відклади Світового океану, утворюючи специфічний компонент гідросфери – ґрунтові води.

Функції ґрунтів виявляються у дії ґрунтів на гірські породи, на склад атмосфери і гідросфери, біосферу загалом, окремі екосистеми.

У світовому ґрунтознавстві створюється суттєво глибший напрям у вивченні ґрунтового покриву Землі – еволюційне ґрунтознавство, у тім числі еволюційна географія ґрунтів. Еволюційно-географо-генетичний напрям у ґрунтознавстві вивчає глобальні та фундаментальні проблеми. Відповідно до цього створюється вчення про педосферу як особливу земну оболонку – біогеомембрану суші, зону найактивніших біосферно-геосферних взаємодій. Тільки у світлі уявлень про ґрунт як особливе екзогенне і біосферне природне тіло та систему зі своїми закономірностями формування, самоорганізації (ґенеза), функціонування і просторової диференціації (географія) на поверхні земної суші – ґрунтознавство є самостійною наукою зі своїм особливим об'єктом і сприймається іншими науками як фундаментальна дисципліна, необхідна для повного розуміння наукової картини світу. Одним із таких перспективних напрямів розвитку генетичного ґрунтознавства є розробка концепції пам'яті

ґрунтів. Ця концепція розглядає ґрунти і ґрунтовий покрив Землі, тобто всю педосферу, як особливих носіїв і накопичувачів інформації про еволюцію і взаємодії біосфери, геосфери і суспільства в часі на поверхні суші Землі.

Ґрунтознавство вивчають в умовах актуалізації продовольчої, демографічної, енергетичної, аграрної та екологічних проблем, конкретизованих через окультурювання ґрунтів, підвищення їхньої родючості, охорону від деградації та забруднення, раціонального використання й охорони. Тому знання наукових і практичних основ генетичного ґрунтознавства, технологій управління ґрунтовими процесами, ґрунтовою родючістю є надзвичайно важливими для забезпечення зростаючих потреб людства в біологічній продукції.

Знання законів ґрунтознавства, зональних і регіональних особливостей складу і структури ґрунтового покриву необхідне для раціонального використання земельних ресурсів, охорони і збереження родючості ґрунтів. Без урахування властивостей ґрунтів неможливе правильне розміщення і спеціалізація сільського, лісового та інших галузей господарства, пов'язаних з використанням земельного фонду.

Ґрунтознавство із самих початків свого становлення було орієнтоване на вирішення практичних завдань, що сприяло успішному розвитку не тільки прикладних галузей науки про ґрунти, але й багатьох її теоретичних розділів.

Ґрунтознавство обслуговує найрізноманітніші галузі людської діяльності, а географи-ґрунтознавці знаходять практичне застосування своїм професійним знанням у різних господарських сферах.

В основу підручника покладено курс лекцій, який читають багато років на географічному факультеті Львівського національного університету імені Івана Франка і Львівського національного аграрного університету. Окрім головного призначення – підручника для студентів географічних, біологічних, геологічних і екологічних факультетів, цей підручник може бути використаний в аграрних, лісотехнічних, педагогічних вузах, де викладають основи ґрунтознавства і географії ґрунтів. Подані у підручнику характеристики ґрунтів і земельних ресурсів у різних природних зонах і регіонах можуть бути корисні широкому колу наукових працівників і спеціалістів, що працюють в галузі раціонального використання і охорони природних ресурсів.

Автор підручника вдячний рецензентам: доктору географічних наук, члену-кореспонденту АПН П. Г. Шищенку (Київський національний університет імені Тараса Шевченка), доктору географічних наук, професору А. І. Кривульченку (Кіровоградський державний педагогіч-

ний університет імені В. Винниченка), доктору сільськогосподарських наук, професору Д. Г. Тихоненку (Харківський національний аграрний університет імені В. В. Докучаєва).

Автор глибоко вдячний колективу кафедри ґрунтознавства і географії ґрунтів Львівського національного університету імені Івана Франка за цінні консультації і поради, використані при написанні підручника.

Автор вважає своїм приємним обов'язком висловити подяку кандидатові географічних наук Ю. І. Наконечному, інженерові І категорії Г. Б. Гнатишин (Львівський національний університет імені Івана Франка), кандидатові біологічних наук Ю. М. Ковальцю (Львівський національний аграрний університет) за допомогу в підготовці підручника до видання.

Розділ 1

ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ ҐРУНТОЗНАВСТВА І ГЕОГРАФІЇ ҐРУНТІВ

1.1. Розвиток ґрунтознавства та географії ґрунтів в світі

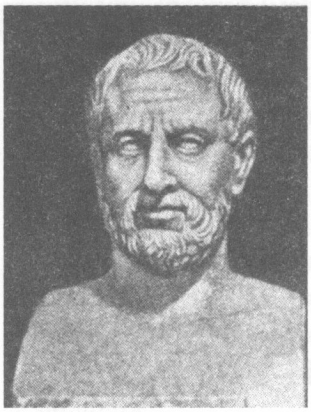
Ґрунтознавство і географія ґрунтів вивчає походження, властивості, динаміку ґрунтів як природно-історичних утворень, а також об'єктів праці і засобів виробництва, закономірності поширення ґрунтів на Землі.

Поштовхом до розвитку ґрунтознавства, як і інших наук, слугувала практична діяльність людей. Верхній шар землі, на якому людина проживала, будувала житло і вирощувала врожай, став об'єктом праці та засобом виробництва на багато тисяч років раніше, ніж виникло наукове уявлення про ґрунт.

Перші спроби узагальнення і теоретичного висвітлення емпіричних відомостей про ґрунти, накопичених землеробами, були зроблені ще в античних Греції та Римі у творах Катона Старшого, Варрона, Колумелли, Плінія та інших. Відомості про ґрунти сягають також часів перших прирічкових землеробських цивілізацій: Древнього Єгипту, Месопотамії, Індії, Китаю, Середньої Азії. В античний період були розроблені деякі заходи з підвищення родючості ґрунтів. Найдавнішу якісну характеристику земель, що зберігається на єгипетських папірусах і стелах („Палермський камінь", „Бруклінський папірус", „Кодекс Хаммурапі"), датують 3500–3000 рр. до н.е.

Кодекс Хаммурапі

Давньогрецький мислитель Феофраст (IV–III ст. до н.е.), розглядав ґрунт, як джерело живлення рослин, а також вологи. Особ-

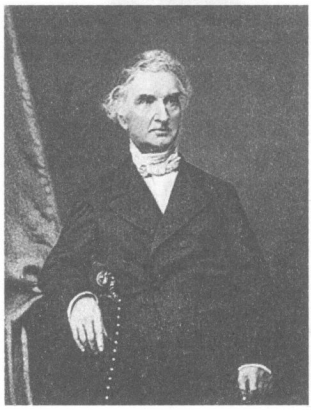


Феофраст
(бл. 372– бл. 287 рр. до н. е.)

ливу увагу звертав на фізичну природу ґрунту – важлива для обробітку і вирощування різних рослин.

До утворення Римської імперії унаслідок збільшення населення землеробство активно розвивалося. Розпочалося інтенсивне використання ґрунту, яке супроводжувалося широким використанням органічних і мінеральних добрив (попіл, гіпс, вапно, мергель), а також зелених добрив (бобові). Ґрунти під посіви фактично заново створені працею та вмінням землевласників і землеробів. На зрошуваних в античний період полях Середньої Азії збереглися штучно створені ґрунти, які тепер поховані під піщаними наносами в пустелях або під дещо пізнішими агроіригаційними наносами. Водночас виникають проблеми, пов'язані з виснаженням ґрунтів. Саме в Римську епоху почалося винищення лісів, змив ґрунтів на Апеннінському і Балканському берегах Адріатичного моря, який з часом посилився і не ліквідований дотепер.

У середні віки античні знання були частково спотворені, частково загублені. Тільки у XVI ст., коли почався процес формування капіталістичних відносин, знову появився інтерес до ґрунтів, насамперед з погляду живлення рослин. З появою трактату Бернара Паліссі „Про різні солі в сільському господарстві" ґрунт почали розглядати як джерело постачання рослин мінеральними елементами живлення. Але цей трактат тривалий час був маловідомим. На початку XVII ст. виникла теорія живлення рослин водою, яку розробив відомий хімік Ян Баптіст ван Гельмонт. Незважаючи на суперечності, ця теорія панувала ще тривалий час. На початку XIX ст. її змінила гумусова теорія А. Тера, за якою рослини засвоюють безпосередньо з ґрунту органічні речовини перегною.



Ю. Лібіх
(1803–1873)

На зміну гумусовій теорії живлення рослин виникає теорія мінерального живлення рослин Ю. Лібіха, який у праці „Хімія в додатку до землеробства та фізіології рослин" логічно довів, що зелені рослини засвоюють із ґрунту мінеральні елементи живлення. Згодом це важливе положення довели експериментально, що слугувало початком розвитку виробництва мінеральних добрив і сприяло значному підвищенню врожаїв сільськогосподарських культур. Це було початком розвитку агрикультурхімії. Агрикультурхімію розвивали на мінерально-хімічних поглядах, в основі яких були „закони" мінімуму елементів живлення і повернення

в ґрунт поживних сполук, які виносилися з ґрунту рослинами. Однак ці закони ігнорували тісний взаємозв'язок усіх умов родючості ґрунтів. Родючість зводили тільки до хімічного складу ґрунту, встановлювали межі її зростання, що привело до визнання „закону спадної родючості ґрунту".

У середині XIX ст. виник новий напрям розвитку науки про ґрунти – аерогеологія. Її представники – Ф. Фаллу, Г. Берендт, Ф. Ріхтгофен – вважали ґрунт геологічним утворенням, землистою гірською породою кори вивітрювання. Відповідно до аерогеологічних уявлень, ґрунти утворюються на суші шляхом вивітрювання гірських порід під впливом клімату і є поверхневим елювіальним шаром суші. Заперечувалася провідна роль організмів в утворенні ґрунтів і не визнавалися географічні закономірності поширення та закони формування ґрунтів.

Ф. А. Фаллу
(1795–1877)

Наука про ґрунти на території України зародилася ще в часи Київської Русі. Витоки цінних знань про ґрунти та рослинність, зібраних на момент епохи Ярослава Мудрого, сягають у сиву давнину прадавніх Скіфії і Трипілля.

У давніх відомостях з географії, що містилися в „Писцових книгах" XV–XVII ст., наведено облік земель, де досить детально охарактеризовано ріллю, яку за якістю поділяли на „добру, середню, погану і дуже погану", а також луки, ліси і болота. На початок XVIII ст. було накопчено багато практичних відомостей про властивості різних ґрунтів. Видатний внесок у науку зробив М. В. Ломоносов, який у праці „Про шари земні" найповніше виклав свої погляди на походження, властивості та географічне поширення ґрунтів. Великого значення М. В. Ломоносов надавав питанням про походження і властивості чорноземів, тісного зв'язку ґрунтів з характером рослинності, головними типами порід.

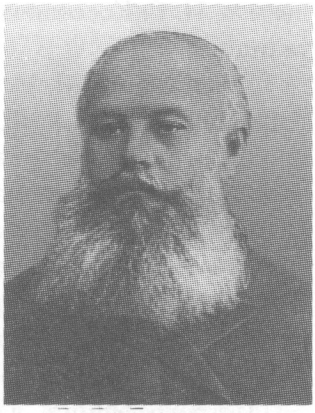
Під впливом ідей М. В. Ломоносова організовані відомі експедиції П. С. Палласа, С. Г. Гмеліна, І. І. Лепехіна та інших (1768–1774 рр.), які зібрали багатющі відомості про географічне поширення ґрунтів і загалом про природні умови досліджуваних районів. Цінні дані про ґрунти містять праці відомих вчених і суспільних діячів XVIII ст.: О. М. Радіщева, А. Т. Болотова, В. М. Севергіна та інших.

Подальший розвиток знань про географію ґрунтів пов'язаний із земельно-кадастровими роботами. На основі отриманих даних під керівництвом академіка В. К. Веселовського складено першу ґрунтову карту Європейської Росії, яка містила всього вісім назв ґрунтів і гірських порід. Після уточнень і збору нових матеріалів під керівництвом В. І. Чаславського складено нову ґрунтову карту Єв-

ропейської Росії, яка містила вже 32 найменування ґрунтів, зокрема *підзолисті, сірі, чорноземи, торф'янисті ґрунти, солончаки*, а також такі назви, як *скала, мергель, плавні, болота* тощо.

У цей же період інтенсивно розвивалося агрономічне ґрунтознавство. В центрі уваги дослідників перебувала родючість ґрунтів, зокрема великого значення набули чорноземи. Незважаючи на увагу до чорноземів з боку агрономів і багатьох природодослідників-мандрівників XIX ст. (натураліст П. С. Паллас, палеонтолог Е. І. Ейхвальд, геоботанік Ф. І. Рупрехт), властивості, поширення, істинне походження, а головне – причини зменшення при тривалому розорюванні і беззмінній культурі пшениці родючості цих унікальних ґрунтів залишалися у 80-х роках XIX ст. майже невідомими. Вільним економічним товариством 1876 року створено спеціальну Чорноземну комісію, в яку було запрошено молодого геолога В. В. Докучаєва. За дорученням товариства він протягом 1877–1881 років досліджував чорноземи. Результати своїх досліджень В. В. Докучаєв опублікував у монографії „Руський чорнозем" (1883). Під час досліджень В. В. Докучаєв не тільки вияснив походження чорноземів, їхні властивості, зміни в просторі й межі поширення, але й прийшов до нових уявлень про ґрунти загалом, заклав основи порівняльно-ґрунтово-географічного методу досліджень. Вчений довів, що ґрунт є складним утворенням, що морфологічно та хімічно добре відрізняється від пухких відкладів, з яких він утворився, і потужність його зовсім не обмежується орним або найбільш кореневмісним шаром. Він складається з сукупності горизонтів і поступово переходить на глибині 1,6–2,0 м і більше в незмінену породу. Для чорноземів типовими є потужний темнозабарвлений збагачений органічною речовиною горизонт *A* (*H*), перехідний горизонт *B* (*I*) з окремими гумусовими плямами і кишенями, ходами землерийних тварин (кротовинами) і численними прожилками і округлими скупченнями карбонатів (білозірка). Горизонт *B* (*I*) змінюється материнською, або ґрунтотворною, породою *C* (*P*).

Вчений дослідив, що поширення чорноземів обмежене степовою зоною і що всюди у степовій зоні в ґрунтах зберігається чорноземний тип профілю, хоча потужність горизонтів (зокрема, гумусового) змінюється відповідно до зміни клімату і розташування ґрунту на тому чи іншому елементі рельєфу. Потужність гумусового горизонту і вміст гумусу в чорноземах зменшується з півночі на південь зі збільшенням сухості клімату. Цю закономірність В. В. Докучаєв продемонстрував на спеціальній карті ізогумусових смуг. Він вияснив, що в однакових умовах рельєфу і клімату потужність горизонтів і вміст гумусу змінюється залежно від материнських порід: на лесах (за інших однакових умов) чорноземи потужніші і більш гумусовані, ніж, наприклад, на елювії гранітів, хоча типовий профіль чорнозему зберігається. Лише зі зміною степової рослинності на лісову профіль ґрунту і характер горизонтів суттєво змінюються.



В. В. Докучаєв
(1846–1903)

Численні факти, їхнє порівняння і послідовний логічний аналіз привели В. В. Докучаєва до висновків великого теоретичного значення. На прикладі чорнозему він довів, що ґрунти є особливими природно-історичними тілами, подібними до мінералів, рослин і тварин, і дав визначення поняття „ґрунт". Під ґрунтом вчений розумів виключно ті денні або близькі до них горизонти будь-яких гірських порід, які були більш-менш природно змінені взаємним впливом води, повітря і різноманітних організмів – живих і мертвих, що й позначилося на складі, структурі та кольорі таких продуктів вивітрювання.

Учений виявив, що ґрунти мають певний генетичний профіль, особливості якого визначені кліматичними умовами, характером рослинності, діяльністю ґрунтових тварин, складом і властивостями материнської породи, умовами рельєфу, а також тривалістю ґрунтотворення, або віком ґрунту. Зі зміною хоча б одного чинника спостерігаються значні чи незначні зміни і в ґрунтах. Отож ґрунти поширені на земній поверхні не безладно, а відповідно до певних поєднань чинників ґрунтотворення. Так В. В. Докучаєвим було відкрито „четверте царство природи", в якому складно поєднуються і взаємодіють елементи живої та неживої природи.

Водночас з В. В. Докучаєвим питання ґрунтознавства розробляв відомий вчений П. А. Костичев (1845–1895), який поняття про ґрунт повністю пов'язував з життям рослин. Виходячи зі своїх теоретичних положень про ґрунт і його родючість, вчений всю свою наукову діяльність присвятив вивченню біологічних основ ґрунтотворення і способів підвищення родючості ґрунтів.

Інтенсивний розвиток вчення про ґрунти спричинив створення наукової школи генетичного ґрунтознавства. Формування такої школи пов'язане з дослідженнями ґрунтознавців М. М. Сибірцева, К. Д. Глинки, С. О. Захарова, С. С. Неуструєва, відомого петрографа Ф. Ю. Левінсона-Лессінга, ґрунтознавця і мінералога П. А. Зам'ятченського, відомих ботаніків-географів А. М. Краснова, Г. І. Танфільєва, гідрогеолога П. В. Отоцького, гідролога Г. М. Висоцького, агрономів П. Ф. Баракова і М. А. Адамова, основоположника геохімії В. І. Вернадського та інших.

Наукові питання ґрунтознавства і географії ґрунтів були спрямовані на розв'язання теоретичних проблем і розвиток практичного значення ґрунтознавства, розроблення методології і методів дослідження ґрунтів. Це знайшло своє вагоме відображення в працях М. О. Дімо, Г. М. Туміна, О. Г. Набоких, В. Р. Ві-

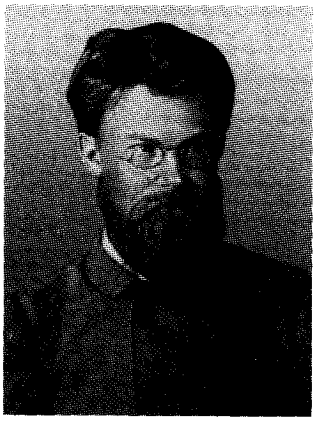
льямса, П. С. Коссовича, Р. В. Різположенського, А. Г. Дояренка, С. П. Кравкова та інших.

Дослідження М. М. Сибірцева стосувалися питань геології, географії, ґрунтознавства та агрономії. Він систематизував і розвивав вчення В. В. Докучаєва про ґрунти, класифікував їх на зональні, азональні та інтразональні; видав перший підручник „Ґрунтознавство" (1900).

Представником геологічного напрямку в ґрунтознавстві був С. С. Неуструєв (1874–1928), який розглядав ґрунтотворення як геологічний елювіальний процес. Вчений виконав перші ґрунтово-географічні дослідження Середньої Азії, де був відкритий новий ґрунтовий тип – сіроземи. Основні наукові праці С. С. Неуструєва – „Ґрунти і цикли ерозії" та „Елементи географії ґрунтів".

Петрографічний і географічний напрям у ґрунтознавстві розвивав К. Д. Глинка (1867–1927), відомий як керівник і організатор ґрунтових експедиційних досліджень, автор фундаментального підручника з ґрунтознавства. Широко відомі його роботи з вивітрювання гірських порід, ґенези і класифікації ґрунтів.

Засновником сучасної геохімії і вчення про біосферу був В. І. Вернадський (1863–1945). Він розкрив геохімічне значення живої речовини в історії Землі і створенні речовинного складу денних оболонок планети, обґрунтував планетарне значення наукової, виробничої та суспільної діяльності людства в геологічній історії Землі – перетворенні біосфери в ноосферу, реальну матеріальну оболонку планети, яка створюється на певному етапі її геологічного розвитку та еволюції життя під впливом наукової думки і розумової діяльності людства.



В. І. Вернадський (1863–1945)

Новим етапом у розвитку генетичного ґрунтознавства є роботи К. К. Гедройца (1872–1932), в яких відображено фізико-хімічну сутність процесів ґрунтотворення. Найбільшу увагу вчений зосередив на вивченні вбирної здатності ґрунтів. Зрозумівши її суть, він широко використав результати своїх лабораторно-експериментальних досліджень для пояснення основних питань ґенези ґрунтів і розроблення різних способів меліорації.

Вченню про єдиний ґрунтотворний процес, розроблений В. Р. Вільямсом (1863–1939), передували концепції малого біологічного і великого геологічного колообігів речовин. Переважаючу роль у процесах ґрунтотворення В. Р. Вільямс надавав біологічним чинникам, а саме – рослинності та мікроорганізмам. Вчений розробив поняття родючості ґрунту.

Геохімічному підходу до вивчення і пояснення різних особливостей географічного середовища присвячено праці Б. Б. Полинова (1877–1952). Вчений розробив методологію і методику системного аналізу взаємозв'язку і взаємодії в ландшафтах на основі вивчення міграції й акумуляції в їхніх компонентах (породах, ґрунтах, водах, рослинах) хімічних елементів. Він розвинув вчення про роль біогеохімічних явищ у процесах вивітрювання і ґрунтотворення, утверджуючи таким чином новий, дуже перспективний напрям у науці про ґрунти.

У фундаментальних ґрунтово-географічних дослідженнях Л. І. Прасолова (1875–1954) виявлено важливі ґрунтово-генетичні та ґрунтово-географічні закономірності, зокрема обґрунтовано поняття про ґрунтові провінції та інші одиниці ґрунтово-географічного районування.

Вагомий внесок у розвиток науки про ґрунти зробив І. П. Герасимов (1905–1985) у галузі факторно-генетичної класифікації ґрунтів шляхом введення до числа критеріїв виділення таксономічних одиниць не тільки чинників, але й процесів ґрунтотворення.

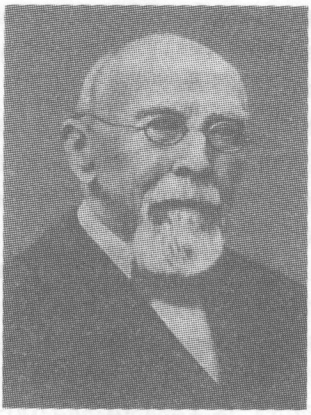
Наукова діяльність В. А. Ковди (1904–1982) спрямована на вирішення гострих сучасних проблем раціонального природокористування, охорони ґрунтів і ґрунтового покриву. Одним з напрямів наукової діяльності вченого була розробка теорії самоочищення в аридних ландшафтах. Головним напрямом наукової творчості В. А. Ковди була розробка загальної теорії ґрунтотворення і концепції педосфери – її планетарного значення в історії розвитку Землі, незамінності педосфери в регулюванні сучасних процесів міграції й акумуляції речовин та енергії в довкіллі.

В. А. Ковда (1904–1982)

Становлення та розвиток генетичного ґрунтознавства супроводжувалися його домінуючим положенням у світі, що знайшло своє відображення в появі нових класифікацій ґрунтів у різних країнах, створенні світових ґрунтових карт, диференціації ґрунтознавства як науки і формуванні спеціалізованих напрямів. Такому розвиткові ґрунтознавчої науки сприяли праці американських вчених Є. В. Гільгарда, М. Уітнея, К. Ф. Марбута, С. Гінга, М. Джефрея, Г. Йєнні та інших, а в європейських країнах – праці Е. Рассела (Великобританія), М. Е. Вольні, Є. Раммана та Е. А. Мітчерліха (Німеччина), Ю. Шлезінга та Ф. Дюшофура (Франція), Г. М. Мургочі (Румунія), Н. П. Пушкарова (Болгарія), П. Трейца і А. Зігмонда (Угорщина), С. Міклашевського та О. Мусеровича (Польща), І. Копецкого та Ю. Грашко (Чехія), Б. Аарніо (Фінляндія), С. Е. Маттсона (Швеція), а також вчених Китаю, Японії, Індії та інших країн.

488495

НТБ ВНТУ
м.Вінниця

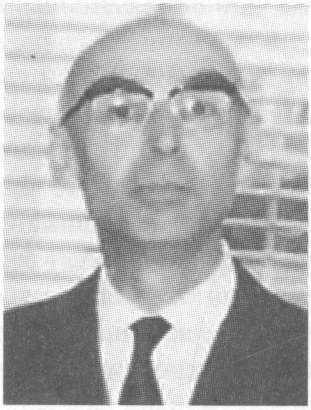


Є. В. Гільгард
(1833–1916)

К. Ф. Марбут
(1863–1935)

Г. Йєнні
(1899–1992)

Е. А. Мітчерліх
(1874–1956)



Ф. Дюшофур
(1912–2000)

Г. М. Мургочі
(1872–1925)

Н. П. Пушкаров
(1874–1943)

А. Зігмонд
(1873–1939)

О. Мусерович
(1894–1966)

С. Е. Маттсон
(1886–1945)

На четвертій Міжнародній педологічній конференції в Римі (1924) було утворене Міжнародне товариство ґрунтознавців, проведені Міжнародні конгреси ґрунтознавців: перший у Вашингтоні (США, 1927), другий – у Ленінграді–Москві (СРСР, 1930), третій – в Оксфорді (Великобританія, 1935), четвертий – у Нідерландах (1950), п'ятий – у Кіншасі (Конго, 1954), шостий – у Парижі (Франція, 1956), сьомий – у Медісоні (США, 1960), восьмий – у Бухаресті (Румунія, 1964), дев'ятий – в Аделаїді (Австралія, 1968), десятий – у Москві (СРСР, 1974), одинадцятий – в Едмонтоні (Канада, 1978), дванадцятий – в Індії (1982), тринадцятий – у Гамбурзі (ФРН, 1986), чотирнадцятий – в Японії (1990), п'ятнадцятий – в Акапулько (Мексика, 1994), шістнадцятий – в Монпельє (Франція, 1998), сімнадцятий – в Бангкоку (Таїланд, 2002), вісімнадцятий – у Філадельфії (США, 2006), дев'ятнадцятий – в Бризбані (Австралія, 2010).

Активну участь у вивченні та розробці заходів з охорони та раціонального використання ґрунтів різних країн і континентів бере Міжнародне товариство ґрунтознавців (IUSS) під егідою Міжнародних організацій з продовольства (FAO), з питань освіти, науки і культури (ЮНЕСКО), з проблем навколишнього середовища (ЮНЕП) та інші.

Діяльність створеного 2001 року Європейського товариства ґрунтознавців (ESSC) спрямована на боротьбу з різними видами деградації ґрунтів, насамперед з водною і вітровою ерозією.

Усвідомлюючи небезпеку зникнення, руйнування, забруднення, засмічення та загальної деградації ґрунтів, наукова громадськість звернула увагу на необхідність охорони ґрунтового покриву планети і закликала уряди і народи всіх країн розглядати ґрунт як всесвітнє надбання людства. Сімнадцятий Міжнародний конгрес ґрунтознавців (Таїланд, 2002) на пропозицію вчених та експертів, занепокоєних станом ґрунтового покриву планети, заснував Всесвітній день ґрунту – 5 грудня.

Самостійними галузями ґрунтознавства стали фізика, хімія, біологія і мінералогія ґрунтів, вчення про динаміку ґрунтів і ґрунтових режимів, географія і картографія ґрунтів. Розвивається математичне моделювання ґрунтових процесів, вивчаються баланси речовин і енергії в ґрунтах як частині екосистеми. Поруч з хімічними аналізами широко застосовують різні фізичні методи дослідження хімічного і мінералогічного складу ґрунтів: спектральний, атомно-сорбційний, полярографічний, термічний, рентгенівський, електронно-мікроскопічний, мікроморфологічний тощо. У картографії ґрунтів, зокрема у випадку складання

великомасштабних ґрунтових карт, застосовують методи дешифрування аерознімків, інтерпретації ґрунтового покриву за спектрозональними знімками з космічних супутників, ведеться поетапне дослідження структури ґрунтового покриву. Для складання ґрунтових карт використовують комп'ютерні банки даних і геоінформаційні системи.

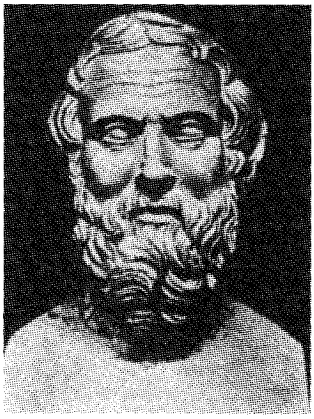
Сформувались і великі прикладні галузі ґрунтознавства, тісно пов'язані з сільським і лісовим господарством, іригацією, будівництвом, транспортом, пошуками корисних копалин, охороною здоров'я, збереженням довкілля. Це агроґрунтознавство і агрохімія, лісове ґрунтознавство, меліоративне ґрунтознавство, екологічне ґрунтознавство, агроекологія, моніторинг ґрунтів тощо. Ґрунтова карта – один з базових документів для визначення земельних фондів, районних планувань, землеустрою, планування інженерних споруд і транспортної мережі, організації іригаційних систем, рекреаційного планування, розроблення природоохоронних заходів.

Теоретичне ґрунтознавство і географія ґрунтів з самого початку свого становлення були орієнтовані на вирішення практичних завдань, що сприяло розвитку не тільки прикладних галузей науки про ґрунти, але й цілої низки її теоретичних розділів.

Ґрунтознавство, географія і картографія ґрунтів обслуговують найрізноманітніші галузі людської діяльності, а географи-ґрунтознавці знаходять практичне застосування своїх професійних знань та умінь у різних господарських сферах.

1.2. Розвиток ґрунтознавства та географії ґрунтів в Україні

Найперші історичні згадки про ґрунти України та їхнє використання стосуються часів енеоліту (IV тисячоліття до н.е.) періоду розвитку трипільської культури, зокрема в Подніпров'ї та Подністер'ї. В античних наукових працях Геродота (V ст. до н.е.) є опис темних глибоких ґрунтів вздовж Борисфена (Дніпра), які він бачив під час подорожі до Скіфії. Перші описи земель, що дійшли до нас з часів Київської Русі-України, датовано IX століттям і стосуються вони головно монастирських і церковних земель. У XI столітті в Київській Русі існував якісний облік земель за видами угідь. Основними матеріалами про землі (ґрунти) впродовж XV–XVII ст. були „писальні книги", в яких відображали відомості про реєстрацію земель, їхню кількість та якість, подавали порівняльне оцінювання. Ці



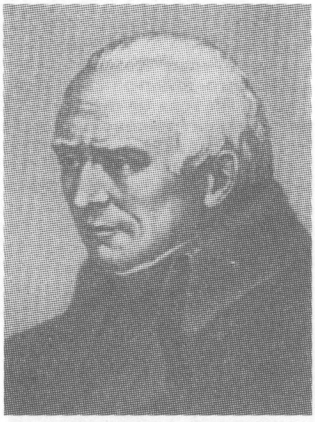
Геродот
(бл. 485 – бл. 425 рр. до н. е).

книги є першими відомими ґрунтово-оцінювальними працями, які мали, як на той час, високий науковий рівень.

Вперше П. Куніцкий 1813 р. подає інформацію про ґрунти південно-західного краю, називаючи їх „чорноземними, загалом соковитими і родючими".

Вагомий внесок у вивчення чорноземів зробив відомий мінералог і географ В. М. Севергін, який писав, що в Катеринославській губернії (нині Дніпропетровська область) північна частина має „ґрунт легкий, із чорнозему складається", а південна дещо сухіша, майже степоподібна.

Перші спроби картографування ґрунтів зроблено на початку XVIII ст. Зокрема, багатолистову геолого-геоморфолого-ґрунтову карту Східної Європи (від Балтійського моря до Дунаю і Дніпра) складено відомим польським геологом С. Сташицем 1806 р. Карту ґрунтів від Пруту до Інгулу склав відомий бессарабський агроном А. І. Гроссул-Толстой 1856 р. Першу ґрунтову карту Східної Європи складено В. К. Веселовським і видано 1851 р. Карту Східноєвропейської рівнини за редакцією В. І. Чаславського видано 1873 р. На ній, на відміну від попередніх карт, виділено вже 32 умовні знаки для відображення різних ґрунтів.

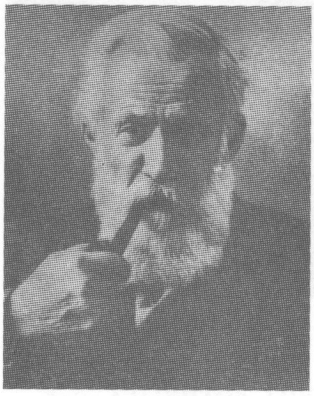


С. Сташиц
(1755–1826)

Значний внесок у розвиток ґрунтознавства і географії ґрунтів України зробив В. В. Докучаєв (1846–1903). Він побував у декількох губерніях України, добре вивчив чорноземи в Подільській і Херсонській губерніях. Ці польові дослідження чорнозему і їхній аналіз знайшли своє відображення в праці „Руський чорнозем" (1883). Важливою подією, що мала величезне значення для ґрунтознавства, стала Всесвітня виставка у Парижі (1889), на якій В. В. Докучаєв експонував колекцію ґрунтів і супровідні матеріали – карти, малюнки, таблиці аналізів, друковані видання. Перелік головних типів чорноземів починався з чорноземів південно-західного району чорноземної зони. Це, власне, західна частина Катеринославської і Херсонської губерній, південна – Подільської, Волинської і Київської, вся Полтавська і сусідні частини Харківської та Чернігівської губерній.

Винятково важливу роль у розвитку ґрунтознавчої науки відіграла Полтавська ґрунтово-географічна експедиція, яку очолив В. В. Докучаєв. На Полтавщині вчений дуже детально вивчив чорноземи більш південного габітусу. У дубових лісах Полтавщини він виявив новий самостійний тип ґрунтів – сірі лісові. Географія досліджень чорнозему В. В. Докучаєва охоплює і найзахідніші регіони – чорноземи Бессарабії, які є карбонатними.

Н. Д. Борисяк
(1817–1882)



І. Ф. Леваковський
(1828–1893)

О. Г. Набоких
(1874–1920)

Не применшуючи ролі В. В. Докучаєва, все ж зазначимо: біля витоків вчення про чорноземи, що передували В. В. Докучаєву і навіть Ф. І. Рупрехту, стояли професори Харківського університету Н. Д. Борисяк і І. Ф. Леваковський. У праці „Про чорнозем" (1851) Н. Д. Борисяк (1817-1882) подає науково обґрунтовану профільно-морфологічну, мінералогічну, хімічну, географічну і агрохімічну характеристики чорноземів. Професор І. Ф. Леваковський у своїх працях подає опис чорноземів, приуроченість їх до різних елементів рельєфу, а також методику визначення вмісту гумусу і його складу.

Розвиток ґрунтознавства і картографування ґрунтового покриву за генетичним принципом знайшли своє відображення в дослідженнях Г. М. Висоцького, Г. І. Танфільєва, П. А. Тутковського, О. Г. Набоких, Б. Б. Полинова, Н. І. Флорова, М. О. Дімо, Н. К. Клепініна та інших. На основі цих досліджень складено ґрунтові карти окремих регіонів.

У південно-західній частині чорноземної смуги України цікаві дослідження виконав професор О. Г. Набоких. Важливого значення у характеристиці чорноземів вчений надавав ступеню карбонатності, вивчав придатність чорноземів для вирощування винограду.

Вивченням чорноземів території України займався також австрійський вчений Л. Бубер, який вивчав так званий „Хотинський острів" чорноземів і продовжив його на північ вздовж долини р. Дністра (ця територія Галичини на той час належала Австро-Угорщині). У Берліні 1910 р. Л. Бубер видав німецькою мовою досить об'ємну книгу „Галицько-подільські чорноземи, їхнє утворення і природні властивості".

Становлення та розвиток сільськогосподарського ґрунтознавства знайшли своє відображення в працях О. Н. Соколовського (1884–1959). Він досліджував колоїди та структуру ґрунту, його фізичні та фізико-хімічні властивості, динаміку гумусу залежно від вбирної здатності та складу вбирних катіонів ґрунту. Вчений розробив індексацію ґрунтових горизонтів,

теоретичні основи класифікації та картографування ґрунтів, їхньої хімічної меліорації. Серед його учнів і послідовників були О. М. Грінченко, Н. Б. Вернандер, О. М. Можейко, А. Ф. Яровенко, Г. М. Самбур, Г. С. Гринь, В. Д. Кисіль та інші.

Ґрунтову карту України в масштабі 1:1 000 000 було складено 1928 р., а 1935 р. вийшла в світ нова оглядова карта ґрунтів України масштабу 1:1 000 000 за редакцією О. М. Грінченка, Г. С. Гриня, М. К. Крупського.

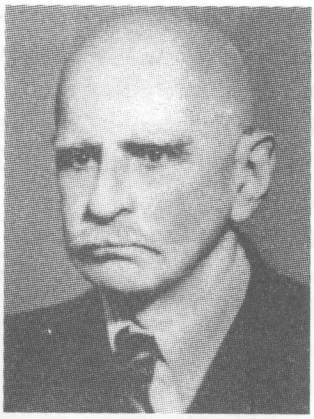
Важливий етап розвитку українського ґрунтознавства і картографування ґрунтів України пов'язаний з іменем Г. Г. Махіва. Його монографія „Ґрунти України" була надрукована 1930 р. У ній подано детальну морфолого-аналітичну характеристику ґрунтів. Водночас вченим складено карту ґрунтів України в масштабі 1: 9000000, де були виокремлені ґрунтові зони, провінції та райони.

Г. Г. Махів
(1886–1952)

Матеріали про ґрунти України узагальнені в монографії С. С. Соболєва „Ґрунти України і степового Криму" (1939), до якої як додаток складена ґрунтова карта за редакцією О. Н. Соколовського.

На основі узагальнення результатів ґрунтових обстежень, які здійснено в Україні 1951 р., складено карту ґрунтів Української РСР і видано монографію „Почви УССР", над якими працювали Н. Б. Вернандер, М. М. Годлін, Г. М. Самбур, С. А. Скорина. Протягом 1957–1961 років на території України виконано великомасштабні обстеження ґрунтів за інструкціями і методичними розробками з польового картографування ґрунтів та їхнього агровиробничого групування. Для кожного господарства складено ґрунтові карти в масштабі 1:10 000 і 1:25 000 і районні ґрунтові карти масштабу 1:50 000. Узагальнивши результати суцільних великомасштабних ґрунтових обстежень, 1972 р. за редакцією М. К. Крупського зі співавторами було видано обласні карти ґрунтів України масштабу 1:200 000 та пояснювальні записки до них. Розроблено також агроґрунтове районування території України, яке в основному узгоджується з ґрунтово-географічним районуванням. За результатами цих обстежень 1972 р. видано карту ґрунтів України в масштабі 1:750000.

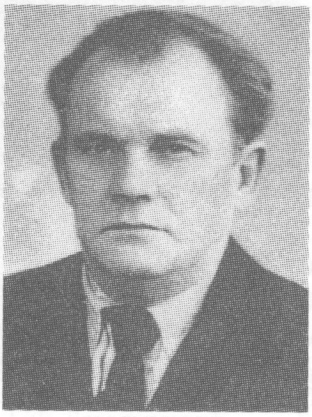
Поглибленню теоретичних і практичних розробок з ґрунтознавства і географії ґрунтів у різних регіонах України сприяли праці відомих вчених і їхніх послідовників: ґрунти Карпат і Передкарпаття – Н. Б. Вернандер, І. М. Гоголєв, П. С. Пастернак, Г. О. Андрущенко, І. І. Назаренко, В. І. Канівець, Ф. П. Топольний, І. П. Підгаєвська, А. М. Туренко, Ю. М. Чорнобай, Г. Л. Тишкевич, О. І. Болюх, С. Скиба, І. С. Смага, П. М. Шубер, І. М. Шпаківська, М. З. Гамкало, З. П. Паньків, О. Ф. Гелевера, П. В. Романів, П. С. Войтків; ґрунти Полісся, Малого



О. Н. Соколовський
(1884–1959)

О. М. Грінченко
(1904–1998)

О. М. Можейко
(1904–1998)

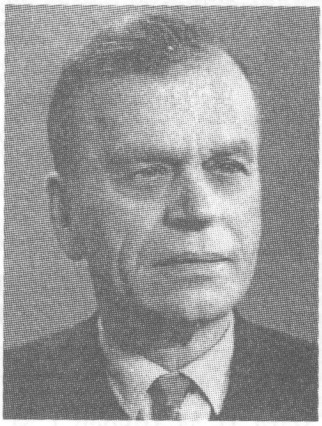


Г. С. Гринь
(1904–1975)

А. Ф. Яровенко
(1913–1982)

В. Д. Кисіль
(1916–1981)

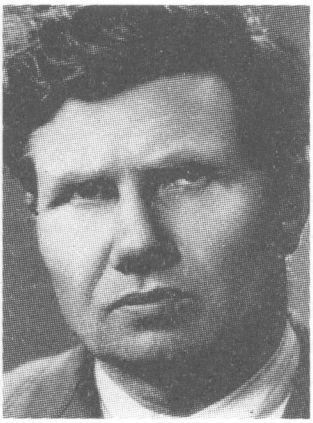
Н. Б. Вернандер
(1901–1985)



М. М. Годлін
(1886–1973)

Г. М. Самбур
(1903–1965)

Полісся та заплавні ґрунти – С. Т. Вознюк, Р. С. Трускавецький, М. О. Клименко, С. І. Веремеєнко, М. О. Горін, В. І. Михайлюк, В. Г. Гаськевич, П. В. Климович, Д. І. Ковалишин, В. В. Цар, Ю. І. Наконечний, Ю. М. Ковалець; дерново-карбонатні ґрунти – І. М. Гоголєв, М. В. Лісовий, А. А. Кирильчук; легкі ґрунти України, їхня еволюція та систематика – Д. Г. Тихоненко, Г. А. Мазур; галоморфні та подові ґрунти, класифікація ґрунтів України – М. І. Полупан, Г. С. Гринь, А. І. Кривульченко, Ю. Ю. Онойко, В. Б. Соловей, В. А. Величко; реградовані та еродовані ґрунти – М. М. Шенякін, Г. І. Швебс, С. Г. Чорний, О. О. Світличний, М. К. Шикула; культурне ґрунтотворення – Г. Я. Чесняк, В. Д. Муха; бонітування ґрунтів і агрогенетична характеристика ґрунтів – В. П. Кузьмічов, А. І. Сірий, О. П. Канаш, М. І. Полупан; дослідження гумусу – М. І. Лактіонов, О. О. Бацула, Г. С. Іванюк; ґрунти Лісостепу – М. І. Полупан, Н. М. Бреус, І. Я. Папіш, М. І. Пшевлоцький, Т. С. Ямелинець, О. М. Підкова, М. Р. Салюк, С. Ф. Топольний; ґрунти степової і сухостепової зон – М. І. Полупан, С. П. Позняк, Г. Ю. Платонова; зрошення чорноземів, каштанових ґрунтів і зрошуване землеробство – С. А. Балюк, П. К. Кукоба, І. М. Гоголєв, С. П. Позняк, Я. М. Біланчин, М. Й. Тортик, П. І. Жанталай, В. І. Ладних, Г. С. Сухорукова, С. Д. Лисогоров, Г. В. Новікова, І. Д. Філіп'єв, В. В. Гамаюнова, Б. П. Свидницький, Т. Н. Хохленко; клімат ґрунтів – М. Г. Кіт, Н. А. Тарасюк; структура ґрунтового покриву – Є. Н. Красєха, В. Ф. Радзій, О. В. Гаськевич; фізичні, агрофізичні властивості ґрунтів, ґрунтово-екологічний моніторинг – В. В. Медведєв, М. І. Зінчук, Т. М. Лактіонова, В. Г. Цибулько; техногенні ґрунти, рекультивація земель – Л. В. Єтеревська, М. Т. Масюк, В. А. Забалуєв, О. Г. Телегуз, М. О. Бекаревич; забруднення ґрунтів – А. І. Фатєєв, М. М. Мірошниченко, І. М. Волошин, В. І. Тригуб, Л. А. Чаусова; екологічна мікроморфологія ґрунтів – Н. А. Бєлова; ґрунтово-екологічне біорізноманіття лісових едафотопів – А. П. Трав-



Г. О. Андрущенко
(1902–1985)

М. К. Крупський
(1903–1986)

І. М. Гоголєв
(1919–1996)

Г. І. Швебс
(1929–2003)

І. І. Назаренко
(1932–2007)

лєєв, М. А. Голубець, С. М. Стойко; антропогенно-трансформовані ґрунти – В. В. Медведєв, С. П. Позняк, В. М. Опока; ґрунтово-географічні дослідження – С. П. Позняк, М. Г. Кіт, Є. Н. Красєха, Я. М. Біланчин, В. І. Михайлюк, Г. Б. Мороз; моделі родючості ґрунтів і роль добрив – Б. С. Носко, Г. Я. Чесняк, О. О. Бацула, Г. А. Мазур, М. Д. Волощук, М. Й. Шевчук, В. І. Кисіль; колоїдно-хімічні методи боротьби з фільтрацією – М. К. Крупський, О. Я. Демідієнко; біогеохімія і галогеохімія ґрунтового покриву – Р. О. Баєр, І. М. Гоголєв, А. І. Кривульченко, Ю. М. Дмитрук, В. І. Михайлюк, Ю. Є. Кизяков, О. П. Сафонова; ґрунти рисових систем – Т. М. Кирієнко, Н. В. Дубовська, М. І. Полупан, Пранеш Кумар Саха; ГІС-технології в картографуванні ґрунтів – С. Ю. Булигін, А. В. Шатохін, Д. Г. Тихоненко, С. Р. Трускавецький, Т. С. Ямелинець, О. О. Світличний; доголоценова і пізньоголоценова еволюція ґрунтів – М. Ф. Веклич, В. П. Золотухін, Ж. М. Матвіїшина, Н. П. Герасименко, І. І. Слюсарчук, Н. О. Сіренко; еволюція ґрунтів – Ф. М. Лисецький, О. І. Єргіна, С. П. Позняк, І. Я. Папіш; історія ґрунтознавчої науки – В. А. Вергунов, В. І. Канівець С. П. Позняк, Д. Г. Тихоненко, Л. В. Мазник, Н. М. Новосад; правова охорона ґрунтів – Н. І. Титова, О. О. Погрібний, І. І. Каракаш, Н. С. Гавриш.

Сучасний стан вивчення ґрунтів, географічних закономірностей їхнього поширення та методичних і методологічних засад ґрунтово-географічних досліджень висвітлено в таких фундаментальних працях: „Ґрунти західних областей УРСР" (1970), „Атлас почв Украинской ССР" (1979), „Черноземи СССР (Украина)" (1981), „Полевой определитель почв" (1981), „Природа Украинской ССР. Почвы" (1986), „Почвы Украины и повышение их плодородия" (1988), „Моніторинг ґрунтів" (1994), „Орошаемые черноземы юго-запада Украины" (1997), „Картографування ґрунтового покриву" (2003), „Класифікація ґрунтів України" (2005), „Визначник еколого-генетичного статусу та родючості ґрунтів України" (2005), „Чинники ґрунтотворення" (2007), „Почвенно-технологическое районирование пахотных земель Украины" (2007), „Неоднородность почв и точное земледелие" (2007), „Плотность сложения почв" (2004), „Правова охорона ґрунтів в Україні" (2008), серія „Ґрунти України", започаткована 1998 року, і серія „Українські ґрунтознавці", започаткована 2009 року.

Важливою подією у розвитку ґрунтознавчої науки України є проведення з'їздів ґрунтознавців і агрохіміків. Так, І з'їзд Українського товариства ґрунтознавців і агрохіміків проведено 1982 р. (м. Дніпропетровськ), ІІ – 1986 р. (м. Харків), ІІІ – 1990 р. (м. Львів), ІV – 1994 р. (м. Херсон), V – 1998 р. (м. Рівне), VI – 2002 р. (м. Умань), VII – 2006 р. (м. Київ), VIII – 2010 р. (м. Житомир).

Вирішенням актуальних проблем ґрунтознавства і географії ґрунтів займається чимало науково-дослідних груп, колективів і організацій. Загальновизнаним Національним науковим центром розвитку ґрунтознавчої науки в Україні є „Інститут ґрунтознавства та агрохімії імені О. Н. Соколовського". Значної ваги в Україні набувають регіональні школи ґрунтознавців: Харківська (започаткована О. Н. Соколовським), Одеська (започаткована О. Г. Набоких), Львівська (І. М. Гоголєв, С. П. Позняк), Чернівецька (І. І. Назаренко).

Контрольні запитання та завдання

1. *Назвіть основні етапи розвитку науки ґрунтознавства.*
2. *Охарактеризуйте досягнення українських ґрунтознавців.*
3. *Яка роль і значення праць В. В. Докучаєва в розвитку генетичного ґрунтознавства?*
4. *Охарактеризуйте значення теоретичних розробок ґрунтознавства і географії ґрунтів.*
5. *Які методи досліджень застосовуються у ґрунтознавстві?*
6. *Які міжнародні організації з охорони та раціонального використання ґрунтів Ви знаєте?*
7. *Які етапи розвитку ґрунтознавства в Україні Ви знаєте?*
8. *Назвіть вчених-ґрунтознавців України.*
9. *Охарактеризуйте сучасний стан розвитку ґрунтознавства і географії ґрунтів в Україні.*
10. *Які були перші спроби узагальнення і теоретичного висвітлення відомостей про ґрунти?*
11. *Охарактеризуйте гіпотези живлення рослин.*
12. *Розкрийте геохімічне значення живої речовини у створенні речовинного складу оболонок планети і вчення про біосферу за В. І. Вернадським.*
13. *Які вчені світу сприяли диференціації ґрунтознавства як науки і формуванні спеціалізованих напрямків?*
14. *Які міжнародні організації беруть участь у вивченні та розробці заходів з охорони та раціонального використання ґрунтів різних країн і континентів?*
15. *Які фундаментальні праці з основ ґрунтознавства і географії ґрунтів Ви знаєте?*

Література

1. Вергунов В. А. Нариси історії аграрної науки, освіти і техніки / В. А. Вергунов. – К.: Аграрна наука, 2006. – 492 с.
2. Вернандер Н. Б. История почвенных исследований на Украине / Н. Б. Вернандер, Д. А. Тютюнник // Природа Украинской ССР. Почвы. – Киев : Наукова думка, 1986. – С. 17–23.
3. Добровольский Г. В. Лекции по истории и методологии почвоведения / Г. В. Добровольский. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2010. – 232 с.
4. Зонн С. В. История почвоведения России в XX веке (Неизвестные и забытые страницы) / С. В. Зонн. – Москва: Институт географии РАН, 1999. – Часть I. – 376 с.
5. Зонн С. В. История почвоведения России в XX веке (Неизвестные и забытые страницы) / С. В. Зонн. – Москва: Институт географии РАН, 1999. – Часть II. – 579 с.
6. Иванов И. В. История отечественного почвоведения: Развитие идей, дифференциация, институционализация. Книга первая: 1870–1947 гг. / И. В. Иванов. – Москва: Наука, 2003. – 397 с.
7. Крупеников И. А. История почвоведения (от времени его зарождения до наших дней) / И. А. Крупеников. – Москва: Наука, 1981. – 328 с.
8. Позняк С. П. Генетичні, географічні, історичні, екологічні проблеми ґрунтознавства / С. П. Позняк // Ґенеза, географія та екологія ґрунтів: збірник наук. праць. – Львів, 2008. – С. 33–61.
9. Почвы Украины и повышение их плодородия. Экология, режимы и процессы, классификация и генетико-производственные аспекты / [под ред. Н. И. Полупана]. – К. : Урожай, 1988. – Т. 1. – С. 7–9.
10. Роде А. А. Система методов исследования в почвоведении / А. А. Роде. – Новосибирск, 1971. – 92 с.

Розділ 2

ЧИННИКИ ҐРУНТОТВОРЕННЯ

Ґрунтовий покрив Землі тісно пов'язаний з умовами та історією фізико-географічного середовища і перебуває в постійній взаємодії з літосферою, атмосферою, гідросферою і організмами, утворюючи з ними екосистеми. Співвідношення між ґрунтами й умовами ґрунтотворення є не випадковим, а закономірним. Знаючи суть і історію взаємовідношень між ґрунтами і чинниками ґрунтотворення, можна передбачити тип ґрунтового покриву території, ґрунти якої не вивчені, проте для якої відомими є вік, геоморфологія, гірські породи, клімат, рослинність.

Чинники ґрунтотворення – це елементи природного середовища, під впливом яких утворюються і функціонують ґрунти.

Трактуючи ґрунт як природно-історичне тіло, В. В. Докучаєв сформулював положення про залежність ґрунту від клімату, рельєфу місцевості, гірських порід, рослинного і тваринного світу, а також часу.

Системними є уявлення В. В. Докучаєва про ґрунт як функцію „...агентів-ґрунтоутворювачів: клімату певної місцевості, її рослинних і тваринних організмів, рельєфу і віку країни..., підґрунтя (тобто ґрунтових материнських порід)" (Докучаєв, 1949).

Функціональне визначення ґрунту Г. Йєнні подав у вигляді математичної залежності:

$$S=f(d,o,r,p,t...),$$

де S – ґрунт, d – клімат, o – організми, r – рельєф, p – порода, t – час [Jenni, 1941]. Формулу варто розглядати не як математичне рівняння, а як споглядальну модель.

Аналізуючи проблему співвідношення ґрунту і чинників-ґрунтоутворювачів, що розробляється в літературі починаючи з робіт В. В. Докучаєва, всі думки з цього питання можна згрупувати таким чином:

1. При формуванні ґрунту усі чинники є ***рівнозначними***, і ґрунт є їхньою функцією. Це вихідне положення В. В. Докучаєв у різній інтерпретації неодноразово підкреслював у своїх працях.
2. За рівнозначності клімату, біоти, рельєфу і ґрунтотворних порід такий чинник, як час, виділяють в особливу категорію. Час є певним множником, а ґрунт є функцією чинників, помножених на час. Таке уявлення про ґрунт є у працях В. В. Докучаєва та у працях інших інтерпретаторів його основної формули.
3. Принцип рівнозначності чинників ґрунтотворення передбачає ***принцип незамінності***, який підтверджує, що усі чинники не тільки рівнозначні, але й незамінні у формуванні ґрунтів. Відсутність будь-якого з чинників ґрунтотворення створює неможливість розвитку ґрунтів. Такі умови існували на суші ще до її заселення прокаріотами, а зараз є, наприклад, на льодовиках.
4. Усі чинники ґрунтотворення настільки взаємозалежні між собою, що розглядати їх як незалежні змінні у різних рівняннях доволі складно. Водночас накопичений фактичний матеріал дає змогу встановити величезну кількість закономірностей і законів, які розглядають тісний зв'язок ґрунтів і чинників ґрунтотворення в єдиній системі, якою є як конкретний ґрунт, так і весь ґрунтовий покрив.
5. Усі чинники поділяють на дві групи: 1) чинники-донори речовин і енергії, що знаходяться на вході ґрунту як каскадної системи; 2) контролюючі чинники. До першої групи належать: а) чинники, що складають екзогенний потенціал середовища – це опади, сонячна радіація і біота; б) чинник-приймач, що відображає екзогенну мінливість субстрату. Цим чинником є ґрунтотворна порода. До групи чинників, які контролюють умови ґрунтотворення і просторову організацію педосфери, належать: а) рельєф як чинник-трансформатор екзогенного потенціалу середовища, що визначає топографію субстрату і геометрію структури ґрунтового покриву; б) час, що контролює тривалість ґрунтотворення й умови просторової організації педосфери.
6. Чинники ґрунтотворення є чинниками функціонування і розвитку всіх поверхнево-планетарних екзогенних біокосних систем, тіл і оболонок, тобто облігатними для всіх біокосних систем Землі.

2.1. Клімат як чинник ґрунтотворення

Загальноприйнятим є уявлення про клімат як найважливіший чинник ґрунтотворення. З кліматичних умов найважливішими для формування педосфери є три показники: *сонячна радіація*, яка надходить на Землю, як джерело енергії для

фотосинтезу і як чинник, що формує тепловий режим фітогеосфери; *кількість опадів*, які визначають водний режим педосфери й умови існування організмів; *газовий склад атмосфери*. Всі ці складові слугують для педосфери донорами речовини й енергії.

Космічний потік сонячної енергії, що надходить на Землю, є величиною постійною (сонячна постійна) і становить у середньому 1Дж/(м^2·с), або 1382 Вт/м^2. З огляду на те, що Земля має форму кулі, тільки ¼ цього потоку припадає в середньому на одиницю площі сфери (сонячну постійну розраховують для поперечного перетину сфери), тобто в середньому 345,5 Дж/м^2·с. При проходженні сонячного світла через атмосферу близько 30% його відбивається в космічний простір, близько 20% поглинається водяною парою і пилом, розсіюється в атмосфері. На земну поверхню надходить тільки близько половини сонячної радіації (рис. 2.1). Однак внаслідок відбиття сонячної радіації від поверхні ґрунту, рослинності і води ще втрачається відповідно 30–60, 15–25, 5–25% енергії. Енергію, що доходить до земної поверхні, визначають за радіаційним балансом, який складається з таких компонентів (Ковда, 1973):

$$R = (Q + q) \cdot (1 - A) - E,$$

де R – радіаційний баланс, *ккал/см^2·рік*; Q – пряма радіація, *ккал/см^2·рік*; q – розсіяна радіація, *ккал/см^2·рік*; A – альбедо (у частках одиниці); E – ефективне випромінювання поверхні, *ккал/см^2·рік*.

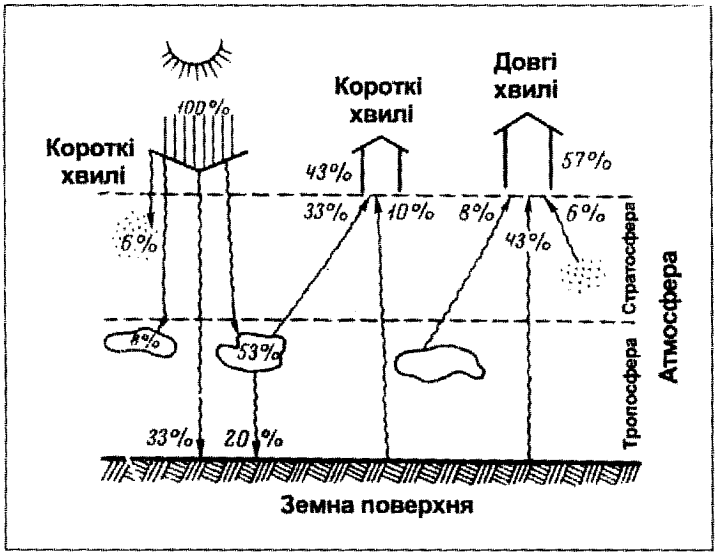


Рис. 2.1. Середній радіаційний баланс Землі загалом, за середній рік для всієї Земної поверхні (Ван Війк і Шолте Убіг, 1968)

Кількість енергії, що надходить на землю, залежить також від широти місцевості і тому її витрати на ґрунтотворення в різних природних зонах неоднакові. Енергія витрачається на нагрівання, випаровування, фотосинтез, транспірацію, синтез гумусу, перетворення мінеральної частини ґрунту, низку інших ґрунтових і біогеохімічних процесів. За даними В.Р. Волобуєва, витрати енергії на біологічні процеси в сотні, а витрати енергії на мінеральні реакції в десятки тисяч разів менші, порівняно з витратою енергії на випаровування і нагрівання (В. Р. Волобуєв, 1960). Вважають, що на процеси фотосинтезу і ґрунтотворення витрачається не більше 1% радіаційного бюджету, тому в рівняннях радіаційного балансу цю величину часто навіть не враховують. Однак вона в історії біосфери має виняткове значення, оскільки протягом геологічного часу енергія сонячного випромінювання в ході біогеохімічних процесів консервувалася в нео- і палеобіогенних речовинах: гумусі ґрунту, розсіяній органічній речовині осадових порід, стала основою формування біолітів (вугілля, нафти, горючих газів і сланців, торфу).

Розподіл енергії на земній поверхні описують за рівнянням теплового балансу, що є різницею між радіаційним бюджетом і витратами на процеси колообігу, перетворення речовини, на удосконалення структури й організації географічної оболонки і ландшафтної сфери, педосфери.

Рівняння теплового балансу має такий вигляд:

$$R - (LE + P + A + Kh = F + ...) = 0,$$

де R – радіаційний бюджет; LE і P – процеси, пов'язані з колообігом води і теплоперенесенням між поверхнею Землі й атмосферою; Kh і F – витрати енергії на геохімічні, біогеохімічні та фотохімічні процеси; A – альбедо.

Для ґрунтової й агрономічної оцінки термічного режиму території використовують величину суми активних температур. Для трав'янистої рослинності активними є температури, що перевищують 5°С, для лісової рослинності – +10°С. Підсумовуючи дані, що стосуються радіаційного і теплового балансів, суми активних температур, В. А. Ковда наводить особливості температурного режиму для термічних поясів земної кулі (табл. 2.1).

Таблиця 2.1

Планетарні термічні пояси (за В.А. Ковдою, 1973)

Пояс	Середньорічна температура, °С	Радіаційний баланс, ккал/см^2 рік	Сума активних температур за рік, °С
Полярний	-35	< 5	0–0,5
Субполярний	-15	5–10	0–0,5
Помірно холодний	-4	5–10	500–800
Помірний	+4	10–20	1 000–1 500
Помірно теплий	+10	20–50	1 500–4 000
Субтропічний	+15	50–60	4 000–6 000
Тропічний	+32	>60–80	6 000–10 000

Тепловий режим є однією з внутрішніх умов формування ґрунтів і існування біоти. Відповідно до природних ритмів, тепловий режим ґрунтів має добову, сезонну та вікову ритмічність і динаміку.

Основна маса сонячної енергії, що надходить на поверхню, витрачається на процеси *випаровування води (LE) і турбулентний теплообмін (P)* між підстилаючою поверхнею й атмосферою. Фотосинтезуючі рослини засвоюють усього 0,5% сонячної радіації, що надходить на земну поверхню, через що в деяких балансових рівняннях на цю величину навіть не зважають.

Основний вплив на фізико-географічні процеси має співвідношення радіаційного балансу з атмосферними опадами.

Найпоширенішою речовиною в географічній оболонці є вода. Водночас вода є незвичайною неорганічною речовиною з унікальними властивостями. До 1,5 млрд км^3 води в різних формах утримується в океанах, льодовиках, озерах і ріках, ґрунтах і атмосфері. Живі організми на 90% складаються з води. Вода є найрухливішим компонентом географічної оболонки. Безперервний обмін водою між різними геосферами Землі становить її колообіг, який можна розділити на три складові: 1) материкову; 2) океанічну; 3) атмосферну. Усі вони взаємозалежні й утворюють глобальний колообіг води на Землі (рис. 2.2). Вода і жива речовина – два головні чинники, що визначають основні напрями ландшафтно-геохімічних і біогеохімічних процесів.

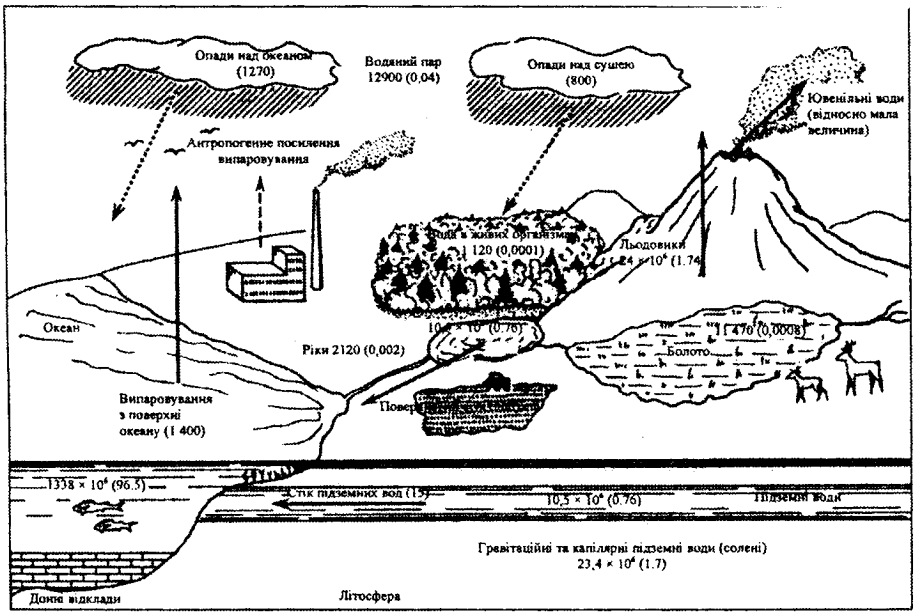


Рис. 2.2. Колообіг води (мм) і кількість води в кожному резервуарі (км^3); у дужках – відсоток від світових запасів (за Н. Ф. Реймерсом, 1990)

На земну поверхню вода надходить у вигляді атмосферних опадів. Частково вона просочується в ґрунт і пухкі породи, які залягають нижче, частково надходить з поверхневим стоком у річкову мережу і далі, в моря й океани. Частина води випаровується: 1) з поверхні ґрунту – евапорація; 2) з поверхні листків рослин – транспірація. Разом ці складові балансу води на суші становлять величину евапотранспірації. Велика частина вологи випаровується з водної поверхні.

Загальну схему колообігу води на Землі описують за двома рівняннями водного балансу:

1) для Світового океану: $E_o + O_o + W = 0$;

2) для суші: $O_c - E_c - W = 0$,

де E_o, E_c – випаровування з поверхні океану та суші; O_o, O_c – атмосферні опади, відповідно, над океаном і сушею; W – стік з континентів.

Інтенсивність ґрунтотворення пов'язана з кількістю опадів і співвідношенням між теплом і вологою. Розподіл опадів на земній кулі досить нерівномірний і залежить від різних чинників: широти місцевості, циркуляції атмосфери, величини і конфігурації материків, морських течій, особливостей рельєфу, висоти місцевості над рівнем моря. Істотно відрізняються за ступенем зволоження території у межах окремих материків (рис. 2.3).

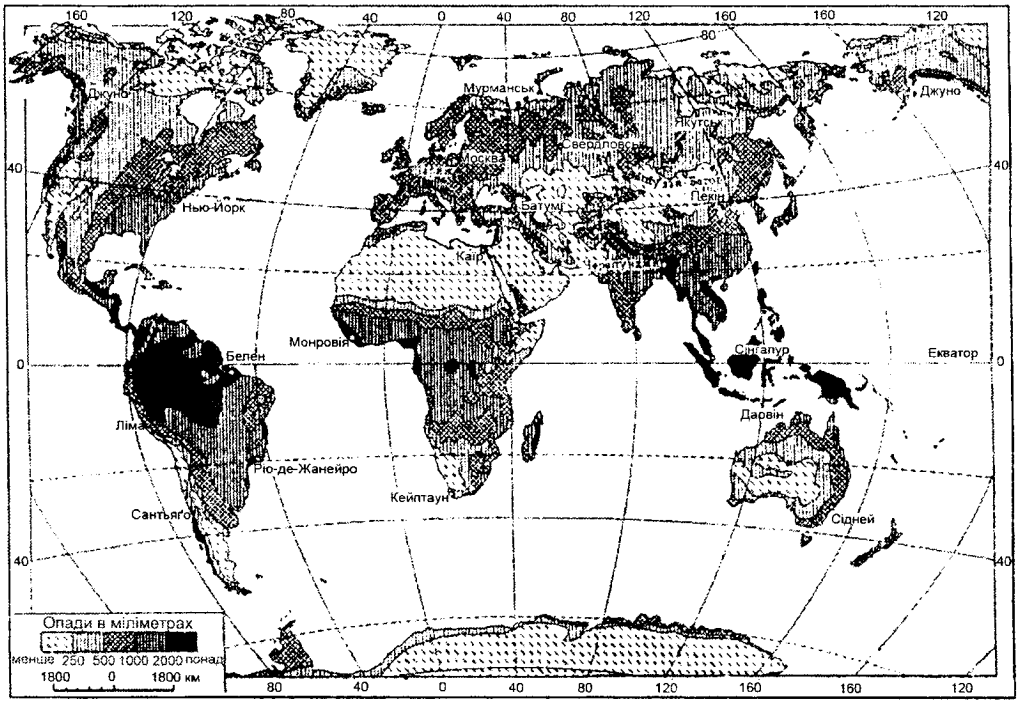


Рис. 2.3. Розподіл опадів на поверхні суші (за О. А. Урановим, 1974)

Розподіл опадів у північній і південній півкулях подано в табл. 2.2.

Таблиця 2.2

Середньорічний розподіл опадів і баланс води на суші, мм (за М. І. Львовичем, 1945; О. А. Дроздовим, 1959)

Широта,°	Опади, мм	Випаровування, мм	Стік, мм	Широта,°	Опади, мм	Випаровування, мм	Стік, мм
Північна півкуля				*Південна півкуля*			
80–70	194	38	156	0–10	1 872	1 143	729
70–60	340	100	240	10–20	1 110	840	270
60–50	510	230	280	20–30	607	464	143
50–40	561	371	190	30–40	564	430	134
40–30	501	413	88	40–50	868	438	430
30–20	513	370	143	50–60	976	198	778
20–10	763	569	194	60–90	100	20	80
10–0	1 677	1 112	565				

Велике значення має кількісна характеристика зволоження території, особливо при проведенні ґрунтово-меліоративних досліджень. Для цього використовують різні гідротермічні коефіцієнти.

Коефіцієнт вологозабезпечення (а), за О. М. Костяковим, визначають за такою формулою:

$$a = \frac{\mu \cdot P}{E},$$

де μ – одиниця, мінус коефіцієнт стоку; P – опади, мм; E – випаровуваність, мм.

Коефіцієнтом стоку називають відношення об'єму поверхневого або ґрунтового стоку до об'єму атмосферних опадів, що випали на певну територію за цей же час (величина безрозмірна).

Випаровуваність – це кількість вологи (мм), яка випаровується з відкритої водної поверхні за певний проміжок часу в певних кліматичних і погодних умовах. У надмірно вологих, нестійких і недостатньо вологих зонах коефіцієнти вологозабезпечення, за О. М. Костяковим, дорівнюють, відповідно, 1,2; 1,2–0,8 і <0,8.

Оцінювати зволоження території за величиною *гідротермічного коефіцієнта* (ГТК) запропонував Г. Т. Селянінов:

$$\text{ГТК} = \frac{P}{\sum t > 10°C},$$

де P – сума опадів, мм; Σt – сума температур, вищих +10°С за вегетаційний період, град. Якщо значення ГТК = 1,5 – доцільні осушувальні меліорації, при

1–1,5 – такі меліорації непотрібні; значення ГТК в інтервалі 1,0–0,5 засвідчують необхідність поліпшення водного режиму агротехнічними заходами обробітку ґрунту; значення коефіцієнта менше 0,5 свідчить про необхідність зрошення.

Характеризувати кліматичні умови за допомогою *коефіцієнта зволоження (А)* запропонували Г. М. Висоцький і Б. Г. Іванов:

$$A = \frac{P}{E},$$

де P – опади за рік, мм; E – випаровуваність за рік, мм.

Місячну випаровуваність розраховують за формулою:

$$E_м = 0{,}0018\ (25 + t)^2 \cdot (100 - a),$$

де t – середньомісячна температура повітря; a – середньомісячна відносна вологість повітря.

У різних природних зонах північної півкулі коефіцієнт зволоження має такі величини:

пустелі < 0,1	степи 0,3–0,5
напівпустелі 0,1–0,2	північні степи 0,5–0,7
сухі степи 0,2–0,3	лісостеп 0,7–0,9.

Важливою особливістю гідротермічних умов є їхні сезонний і добовий ритми та режими. Існує світловий і температурний ритм протягом дня. В середніх і високих широтах чітко виражені пори року і зміни теплих сезонів холодними, дощових – посушливими. В кліматі нашої планети і окремих територій чітко простежуються 11-річні, 25-річні і 100-річні періодичні коливання надходження тепла і кількості атмосферних опадів. Всі ці пульсуючі коливання вологи, світла і тепла, які надходять на Землю, відображаються в добових, сезонних і багаторічних циклах динаміки ґрунтотворного процесу. Для оцінювання ґрунтотворного ефекту клімату, крім кількості опадів і величин температури, велике значення має характер їхнього розподілу і передусім тривалість морозних, теплих, дощових і сухих періодів. Ці показники змінюються на земній поверхні і визначають характер рослинності, біомасу, гумус ґрунту, ступінь вилуговування чи засолення ґрунтів та низку інших процесів.

2.2. Гірські і материнські породи, їхня роль у ґрунтотворенні

Розглядаючи роль гірських порід у ґрунтотворенні й аналізуючи наявні погляди і гіпотези щодо цієї проблеми, можна зробити такі висновки: 1) безперечно, гірські породи є рівнозначним чинником серед інших і необхідною умовою ґрун-

тотворення, частиною тієї тріади (літосфера, гідросфера й атмосфера), впливаючи на яку жива речовина запускає механізм формування ґрунту як біокосного тіла; 2) неможливо точно встановити першорядність або другорядність цих умов у формуванні ґрунтів: ступінь впливу на ґрунтотворення залежить від глибини первинного перероблення ґрунтотворної породи в попередні стадії гіпергенезу, від їхнього мінералогічного, гранулометричного і хімічного складу; 3) ґрунтотворні породи є чинником-донором, який постачає ґрунт речовиною та енергією розпаду кристалічних ґраток у процесі внутріґрунтового руйнування мінералів; 4) ґрунтотворні породи як твердофазний субстрат із тривалим характерним часом своєї зміни найповніше відображають і фіксують у своїх характеристиках ґрунтотворні процеси останньої фази ґрунтотворення і зберігають тривалий час реліктові ознаки минулих стадій; 5) численні матеріали досліджень впливу ґрунтотворних порід на формування певних типів ґрунтів або дрібніших виділів (за наявними схемами ґрунтових класифікацій) не дали однозначної відповіді: в окремих випадках зафіксована залежність від ґрунтотворних порід на типовому рівні, в інших – тільки на родовому. І навпаки, на однакових породах (наприклад, на пухких і щільних вапняках) можливий розвиток різних типів ґрунтів в однакових біокліматичних умовах (Ф. Дюшофур, 1970); 6) важливою особливістю ґрунтотворних порід, що неоднозначно впливають на ґрунтотворення, є їхня надзвичайна різноманітність, переважне спрямування процесу перетворення мінеральної частини, геохімічні особливості.

Ареною для вивітрювання і ґрунтотворення, поселення живих організмів може стати будь-яка гірська порода, експонована на денну поверхню. Водночас на початковому етапі формування педосфери Землі, очевидно, переважали лавові потоки, що вилилися з глибин Землі, і їхні уламкові деривати, осадові породи, утворені при стерильному вивітрюванні. З розвитком геологічної історії Землі ними могли стати біогенні осадові породи первинних водойм після підняття дна, і тільки з розвитком первинних педосфер і формуванням осадових порід на суші останні, поряд із кристалічними породами внутрішніх шарів Землі і донних осадів морів і океанів, стають повсюдно ґрунтотворними породами. Отже, спостерігалася певна послідовність у формуванні ґрунтотворних порід і типів ґрунтотворення в геологічній історії Землі: 1) первинний ґрунтотворний процес на вивержених породах і їхніх уламках; 2) ґрунтотворення на слабко виражених корах вивітрювання й осадових породах морів і океанів після їхнього відступу; формування континентальних осадових порід; 3) розвиток денудаційних процесів і залучення до ґрунтотворення та вивітрювання континентальних осадових порід; 4) вторинне залучення до ґрунтотворення і вивітрювання похованих раніше шарів порід, що пройшли стадію вивітрювання та ґрунтотворення, а після поховання – стадію катагенезу і метаморфізації різного ступеня (колишні біосфери).

Усі сучасні ***класифікації гірських порід*** ґрунтуються на генетичному підході. Потім їх класифікують за властивостями: мінералогічним і хімічним складом, структурними і текстурними особливостями, фізичними ознаками. За походженням гірські породи поділяють на магматичні (виверженні), осадові (морські та континентальні, первинні і вторинні), вулканогенно-уламкові, метаморфічні, метасоматичні.

*До **магматичних** відносять породи, що утворилися в результаті кристалізації магми.* Магматичні породи поділяють на нормальні, вапняно-лужні і лужні, які своєю чергою за вмістом кремнезему поділено на ультракислі, кислі, середні, основні й ультраосновні. Ці породи за умовами кристалізації магми поділяють на дві підгрупи: інтрузивні (глибинні, плутонічні) й ефузивні (вилиті, вулканічні).

Магматичні породи є продуктом затвердіння і кристалізації природних силікатних розплавів – магми. На поверхні Землі вони займають до 25% площі континентів. Магматичні породи характеризуються середнім вмістом хімічних елементів, оксидів і основних мінералів. Головними компонентами магматичних порід є дев'ять елементів: O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H. Вони становлять понад 98% їхнього складу. В незначних кількостях трапляються Ti, Mn, P, S і мікроелементи (не більш 0,01%). Магма – це силікатний розплав, головними складовими якого є: SiO_2 – 59,1%; Al_2O_3 – 15,3%; CaO – 5,1%; Fe_2O_3 – 3,1%; FeO – 3,8%; Na_2O – 3,8%; K_2O – 3,1%; H_2O – 1,2%. Основними мінералами магматичних порід є силікати, алюмосилікати і кварц. Провідну роль у складі літосфери відіграє кремній, який виконує своєрідну роль у „житті" неживої речовини, подібно до вуглецю в живій речовині.

Осадові породи дуже різноманітні за своїм хімічним, мінералогічним і гранулометричним складом. Особливості осадових порід визначають також механізми нагромадження відкладів, тобто вони залежать від агентів перенесення продуктів вивітрювання (гравітація, льодовики, вода, вітер), їхньої інтенсивності, типу перевідкладення відповідно до форм рельєфу.

Займаючи велику частину поверхні суші, осадові породи становлять лише 5% від об'єму земної кори. *Джерелом осадових порід є продукти вивітрювання виверженних, метаморфічних і більш ранніх осадових порід, тверді і газоподібні викиди вулканів, речовини ювенільних вод, неорганічні і палеорганічні речовини сучасної і колишньої біосфер Землі.* Серед осадових порід переважають глини і глинисті сланці – близько 80% від об'єму осадових порід, піски і пісковики становлять 11%, вапняки і доломіти – 6%. Особливості розподілу основних типів осадових порід визначають за структурними характеристиками території. В складчастих областях переважають глини, піски, суглинки й інші сортовані пухкі або зцементовані породи, на платформах поширені вапняки й інші відклади морського походження.

Пухкі континентальні і морські осадові породи, будучи експонованими на денну поверхню і перебуваючи в зоні гіпергенезу, піддаються процесам ґрунтотворення і вивітрювання.

Осадові породи за способом утворення поділяють на п'ять відділів: 1) *уламкові породи* – продукти переважно фізичного вивітрювання материнських порід і мінералів з подальшим перенесенням і відкладенням матеріалу в інших місцях; 2) *колоїдно-осадові породи* – результат переважно хімічного вивітрювання з переходом речовини в колоїдальний стан; у цей відділ включені і самі тонкодисперсні відклади – глини; 3) *хемогенні породи* – осади, що випадають з водних, переважно істинних розчинів – вод морів, океанів, озер та інших басейнів хімічним шляхом, тобто в результаті хімічних реакцій або перенасичення розчинів; 4) *біохімічні породи*, утворені або за участю мікроорганізмів, або двоякого походження – хімічного і біогенного; 5) *органогенні породи*, що утворилися за участю організмів; ці породи є продуктами життєдіяльності організмів і завжди містять їхні залишки.

У ***класифікаціях ґрунтотворних порід*** прийнято виділяти генетичні типи.

1. Група генетичних типів порід гравітаційного походження. До цієї групи ґрунтотворних порід належать ті, в яких гравітація у формуванні відкладів є визначальною. Здебільшого це *колювіальні відклади*, сформовані при екстремальних проявах сил тяжіння: зсувах, осипах, осіданнях, катастрофічних лавинах, селях, у результаті чого поверхнева захисна плівка біосфери руйнується і переходить у розряд ґрунтоподібних тіл. Отже, ***колювій*** (від. лат. *colluvoi* – накопичення) – це продукти вивітрювання корінних порід, які представлені грубоуламковим матеріалом осипищ і зсувів, найбільш поширеніший в гірських системах Кавказу, Криму, Карпат, Альп, а також у Східному Сибіру.

У позальодовикових областях і в гірських системах поширені також елювіальні відклади. ***Елювій*** (від лат. *eluere* – вимивати) – продукти вивітрювання гірських порід, які залишилися на місці утворення і не зазнали перенесення. Елювій магматичних порід називають ортоелювієм, а осадових корінних порід – параелювієм. Відмінними ознаками елювію, незалежно від породи, з якої він утворений, є поступовий перехід від незміненої вивітрюванням породи до верхньої її частини, найбільш вивітрілої. Потужність елювію коливається від зародкового стану до десятків метрів залежно від умов формування (клімату, розчленованості рельєфу, характеру рослинності, складу вихідних порід, тривалості перебування на поверхні). Елювій різних корінних порід поширений в гірських системах Кавказу, Криму, Карпат, Уралу.

2. Група генетичних типів порід, пов'язаних з текучою водою. До цієї групи належить алювій, пролювій, делювій.

Алювій (від лат. *alluvio* – наносити) формується паралельно з формуванням річкових долин. Утворення річкової обмілини одночасно є і початком формування

алювію: води русла утворюють *руслoвий алювій*, репрезентований у більшості рівнинних річок добре перемитими різнозернистими пісками, що вистилають у міру зміщення русла дно широкої долини. Інша частина долини – це заплава, що заливається водою тільки в повінь. З весняних вод осідають пилуваті і мулисті частинки, рідше – тонкозернисті піщані, що загалом відрізняються від руслового алювію за складом і ґенезою. На їхньому характері позначається вплив ґрунтотворних процесів, які діють у період між паводками. Суглинковий покрив заплави, що лежить над русловим алювієм, названо *заплавним алювієм*.

Своєрідний алювій накопичується в старицях. Він складається з темнозабарвлених, іноді чорних, мулуватих пісків, супісків і суглинків, багатих органічними речовинами і часто перекритих зверху торфами. Так формується *старичний алювій*. При повному відмиранні стариць старичний алювій перекривається заплавним алювієм. Така динаміка нагромадження трьох фацій алювію: руслового, який переважає в заплаві; заплавного, який перекриває русловий алювій; старичного, що є різновидом заплавного. Загальна потужність такого алювію не перевищує 30 м.

Територію заплави поділяють на три частини: прируслову з хвилястим рельєфом, різко вираженими прирусловими валами і високими гривами; центральну, або зернисту, з рівнинним рельєфом і старичними озерами; притерасну, найбільш знижену і заболочену, утворену старичним алювієм.

Алювіальні відклади дуже поширені на земній кулі. Усі вони є породами, на яких відбувається сучасне заплавне і терасове ґрунтотворення. Особливістю ґрунтотворення в заплавах є безперервний ріст профілю до поверхні, його постійне омолодження, що супроводжується похованням і нагромадженням палеобіогенних речовин у товщі шаруватих порід.

Пролювій (від лат. *proluere* – промивати) – це відклади тимчасових водних потоків, які накопичуються переважно в гирлових частинах у вигляді конусів виносу в субаеральних дельтах. Це зближує їх з алювіальними відкладами. Водночас катастрофічне винесення селевими потоками великоуламкового матеріалу робить їх подібними до відкладів групи гравітаційного генетичного типу порід. Безсумнівно одне, що в аридних умовах, особливо в горах, ці відклади є основними постачальниками пухкого матеріалу для всієї аридної області. У підніжжі гір конуси виносу, зливаючись між собою і накладаючись один на одного, утворюють потужні неоднорідні товщі моласових відкладів, які складаються з продуктів руйнування гір процесами вивітрювання і гірського ґрунтотворення. Потужність цих товщ сягає декількох кілометрів, ширина – десятків, іноді сотень кілометрів, простягаючись уздовж схилів гір на тисячі кілометрів.

Делювій (від лат. *deluere* – змивати) формується в нижніх частинах виположених схилів у результаті змиву дощовими і талими сніговими водами продуктів ґрунтотворення і вивітрювання з верхніх частин схилу. Загалом

делювій – це продукт площинної ерозії, інтенсивність якої залежить від багатьох чинників: кількості опадів і їхньої інтенсивності, параметрів схилу, характеру поверхні ґрунту. Найважливішою особливістю делювіальних відкладів є те, що вони залишаються в межах місцевих ландшафтів і продовжують брати активну участь у ґрунтотворенні і біогеохімічному колообігу елементів, накопичуючи деякі з них в акумулятивних елементарних ландшафтах нижніх частин схилів і яружно-балкової мережі.

3. Група генетичних типів порід льодовикового походження. До цієї групи осадових порід належать відклади, у формуванні яких бере участь вода, що стікає з льодовиків при їхньому таненні, а також сам льодовик при русі і розростанні в період похолодання. Породи цієї групи займають величезні площі в Північній півкулі, їхнє утворення пов'язане з великими материковими зледенінням четвертинного періоду.

Вирізняють п'ять льодовикових епох, кожна з яких складається з кількох фаз похолодань і потеплінь.

До *відкладів льодовикової генези* належать морени. ***Морена*** (від франц. *moraine* – відкладення) – скупчення уламків гірських порід, перенесених льодовиками, а потім залишених на місці після танення льодовика. Вирізняють основну, абляційну і кінцеву морену.

Основна морена складена переважно матеріалом, що є між тілом льодовика і його ложем та утвореним у процесі здирання, переміщення і розподілу по нерівностях рельєфу вихідного матеріалу. Основна морена плащеподібно покриває значні території, утворюючи моренні рівнини, відповідає більшій частині форм рельєфу друмлінів і частково горбкувато-моренним ландшафтам.

Відклади морени характеризуються великою неоднорідністю мінералогічного і петрографічного складу, оскільки діяльність льодовика не сортує матеріал, а перемішує його в процесі транспортування. Морени можуть бути утворені грубим валунно-щебенюватим, піщаним, супіщаним, суглинковим і глинистим матеріалом найрізноманітнішого кольору з включенням тієї чи іншої кількості валунів, величина і кількість яких зменшуються з віддаленням від центрів зледеніння, якими зазвичай були кристалічні щити з виходами корінних порід.

Абляційна морена утворена матеріалом, накопиченим у верхніх частинах льодовикової товщі чи на поверхні льодовика в процесі його танення, що осідає на поверхні основної морени після відступу льодовика. Матеріал частково перемитий талими водами, тому в ньому мало тонких частинок, має великоскелетний склад і є менш щільним, ніж основна морена, на якій він залягає.

Кінцева морена утворена скупченням уламків порід на краю льодовика. Матеріал, який льодовик рухає перед собою, відкладається у вигляді кінцево-моренних гряд – горбів і валів, розміщених перпендикулярно до руху льодовика.

Кінцеві морени найменш сортовані і репрезентовані грубим матеріалом, більш завалуненим, порівняно з основною мореною.

4. Група генетичних типів ґрунтотворних порід флювіогляціального походження. Утворення ***флювіогляціальних відкладів*** (від лат. *fluvius* – ріка, *glacialis* – лід) пов'язане з діяльністю талих льодовикових вод у будь-якій стадії розвитку льодовика, що утворюють потоки сформованих русел або неоформлених блукаючих потоків води. Флювіогляціальні відклади формуються також у внутрільодовиковій області при таненні поверхні льодовика і переміщенні потоків води по тріщинах до його підніжжя. З матеріалу, що переноситься цими водами, формуються *ози*. Зазвичай у крайовій області льодовика формуються конуси виносу, дельти і маргінальні ози, в позальодовиковій області – зандри. Гранулометричний склад озів надзвичайно різноманітний, здебільшого це валунно-галечниковий матеріал з прошарками піску й алевритів. Петрографічно-мінералогічний склад залежить від матеріалу морен, за рахунок розмиву яких формуються ози. Ози мають вигляд витягнутих прямих або звивистих насипів, що нагадують залізничні, довжиною від десятків метрів до 500 км.

Флювіогляціальні відклади конусів виносу і дельт водних потоків формуються водами, що стікають з льодовика або виходять з-під нього і прилягають до крайових морен.

В умовах, коли передльодовикова зона являла собою порівняно вирівняну територію, потоки води вільно розтікалися по ній, формуючи *зандри*. Зандри складені матеріалом різного розміру, однак переважають відклади, в яких домінують піщані фракції, іноді з домішкою пилуватих і суглинкових фракцій, у тім числі глинистих мінералів. Потужність відкладів коливається від 20 до 1–2 м .

Озерно-льодовикові відклади формуються всередині льодовика або за його межами в замкнутих водоймах. Цим визначається спокійний характер осадонагромадження і, отже, добре сортування матеріалу і його тонка шаруватість. У внутрільодовикових водоймах осади такого типу утворюють вододільні плато і *ками*, що мають округлу або витягнуту форму, розділені замкнутими улоговинами. Озерно-льодовикові відклади – це пластичні глини, суглинки, рідше тонкозернисті піски.

Серед озерно-льодовикових відкладів часто трапляються стрічкові глини з дуже тонкою шаруватістю: потужність шарів коливається від декількох міліметрів до декількох сантиметрів.

5. Група генетичних типів порід, проблематичних за походженням й умовами утворення. До цієї групи порід належать леси і лесоподібні суглинки, покривні суглинки і глини, піски.

Леси і лесоподібні суглинки належать до найбільш проблематичних відкладів з погляду їхньої ґенези.

Лес – це суглинок (алеврит, сілт) ясно-жовтого (палевого) кольору загальною пористістю 40–50%, з видимими неозброєним оком шпарами, нешаруватий, вапняковий (але не зцементований до стану напівскельної породи), більш-менш мікроагрегований, схильний обвалюватися вертикальними брилами, залягає шаром (у тім числі нерідко на вищих точках вододілів) потужністю зазвичай не менше декількох метрів.

Характерною властивістю лесу є однорідність гранулометричного складу в розрізі на різних глибинах і в плані на різних ділянках. Характерними, але не обов'язковими його властивостями є наявність похованих ґрунтів, а також включення наземних молюсків і вапнякових журавчиків.

Усі породи, що морфологічно нагадують лес, але не мають повного комплекту необхідних ознак, називають *„лесоподібними"*.

Леси і лесоподібні суглинки мають низку характерних ознак. Перелічимо їх:

1. *Колір.* У Євразії він палевий, у Північній Америці – рудувато-коричневий.
2. *Специфічна текстура*, наявність тонких вертикальних шпар (мікропор) і вертикальних тріщин, які зумовлюють вертикальну подільність лесів, їхню здатність утворювати вертикальні обриви.
3. *Гранулометричний склад* усіх лессів і лесоподібних порід, незалежно від часу і місця утворення, на величезних площах і у вертикальному розрізі є подібним. Для гранулометричного складу лесів і лесоподібних порід властивий високий вміст „лесової" фракції і часток крупного пилу (0,01–0,05 мм). Її вміст у типових лесах становить 30–55%, а в лесоподібних породах ще більший.
4. *Мінералогічний склад* лесів і лесоподібних порід відзначається слабким зв'язком з підстеляючою породою.

Покривні суглинки і глини за основними ознаками зачисляють до лесоподібних порід, однак вони відрізняються від лесів і лесоподібних суглинків як умовами осадонагромадження, так і деякими фізичними та хімічними властивостями, грануломстричним і мінералогічним складом. Велика частина покривних суглинків сформувалася на моренних відкладах, які іноді підстилаються флювіогляціальними або делювіальними відкладами. Вони широко розповсюджені в Європі і Північній Америці. В Європі південну межу їхнього поширення визначають за межею максимального зледеніння, на півночі покривні суглинки доходять до тундрової зони. Характерними особливостями покривних суглинків є їхня шаруватість, однорідність, наявність різкого контакту з мореною, прошарків піску або торфу між мореною і суглинком.

Глини, як продукт глибокого вивітрювання виверженних порід або метасоматизму, разом зі зцементованими глинистими породами, в тім числі з глинистими сланцями, є найпоширенішими серед осадових порід, займаючи більше полови-

ни площі останніх. У складі глин переважають частки діаметром до 0,005 мм, що робить їх дуже пластичними при з'єднанні з водою. Основними глинистими мінералами є *каолініт, гідрослюди і монтморилоніт.* За перевагою тих чи інших глинистих мінералів виділяють *каолінітові, монтморилонітові і полімікгові глини.*

Піски. До пісків у геології зачисляють дрібноуламкові породи, що складаються зі стійких до вивітрювання мінералів розміром 0,05–2 мм.

Піски, як геологічна і ґрунтотворна порода, складаються з найстійкіших до вивітрювання мінералів. Вони репрезентовані як пухкими породами, так і входять до складу різних пісковиків, конгломератів тощо. На поверхні суші піски займають близько 8 млн км^2.

Піски відрізняються за умовами утворення і мінералогічним складом. Походження більшої частини піщаних осадів пов'язують з водними потоками як універсальним чинником перевідкладення й акумуляції. Відповідно, вирізняють делювіальні і пролювіальні, алювіальні, флювіогляціальні, морські й озерні генетичні типи пісків.

Виокремлюють також *вулканогенні піски*, репрезентовані попелом: у них переважають частинки діаметром 1–0,1 мм.

У перевідкладенні всіх генетичних типів пісків часто бере участь вітер, що дає змогу виокремлювати *еолові піски.* В цьому випадку рельєфотворна роль вітру буває дуже значною, оскільки сприяє формуванню специфічних форм рельєфу: барханів у пустелях, дюн на морських узбережжях тощо.

Материнські породи як чинник ґрунтотворення здійснюють великий вплив на будову, склад, властивості ґрунтів і їхнє географічне поширення. Проте й сама материнська порода в процесі ґрунтотворення включається в складні перетворення і зазнає змін відповідно до ландшафтно-географічних особливостей, набуваючи цілого ряду нових властивостей.

2.3. Роль рельєфу в ґрунтотворенні

Рельєф серед низки чинників ґрунтотворення займає особливе місце. Він не є матеріальним донором речовини – йому відведена роль тільки чинника-ретранслятора, що перерозподіляє речовини й енергію відповідно до форм рельєфу.

Рельєф виконує такі глобальні функції: 1) розподіл продуктів вивітрювання і ґрунтотворення; 2) розподіл атмосферних опадів і тепла; 3) просторова організація ґрунтового покриву.

Рельєф є великим і універсальним перерозподілювачем продуктів вивітрювання і ґрунтотворення на земній поверхні.

Рельєф є тільки геометричною поверхнею, відповідно до характеристик якої відбувається розподіл продуктів вивітрювання і ґрунтотворення під дією води і/або сили тяжіння.

Рельєф як перерозподілювач тепла, вологи та розчинних речовин є універсальним чинником формування ґрунтових комбінацій. Найбільш виразно його дія проявляється в районах з розвинутим мікро- та мезорельєфом.

У практиці польових ґрунтових обстежень використовують таку систематику типів рельєфу: макро-, мезо-, мікро- і нанорельєф.

Макрорельєф – це форми поверхні, що займають обширні простори з коливанням висот від декількох десятків до сотень метрів, представлений рівнинами, плато, гірськими системами. Макрорельєф визначає і відображає відповідно до біокліматичних умов зональність ґрунтового покриву, його структуру і характер макрокомбінацій ґрунтів.

Мезорельєф – це форми рельєфу, що займають невеликі площі з коливанням висот в межах 1–10 м. До них належать пасма, гриви, горби, лощини, долини, тераси та їхні елементи – плоскі ділянки, схили різної крутості, балки, яри, карстові пониження. Мезорельєф визначає структуру ґрунтового покриву в межах конкретного ландшафту і характер мезокомбінацій ґрунтів, їхні поєднання.

Мікрорельєф – це дрібні форми рельєфу, що займають малі площі з коливанням висот у межах одного метра. До них належать горби, пониження, западини, які виникають на рівних поверхнях внаслідок явищ просідання, мерзлотних деформацій, сповзання ґрунтово-підґрунтових мас або ерозійних процесів на схилах.

Нанорельєф – дрібні форми рельєфу земної поверхні, які пов'язані головно з діяльністю землерийних тварин (кротовини, байбачини) і людини (орні борозни, окучування рослин тощо).

Мікро- і нанорельєф впливають на комплексність і плямистість ґрунтового покриву, визначаючи характер мікрокомбінацій, мікрокомплексність.

Елементи мезо-, мікро- і нанорельєфу обумовлюють поселення та розвиток різної рослинності, суттєву різницю в синтезі та розкладенні органічної речовини, перетворенні мінералів ґрунту та зрештою визначають утворення різних ґрунтів у відмінних умовах рельєфу.

Рельєф є важливим чинником ґрунтотворення і географічного поширення ґрунтів. Він відіграє провідну роль у перерозподілі тепла і вологи, продуктів вивітрювання та ґрунтотворення на земній поверхні. Рельєф визначає структуру ґрунтового покриву і є основою для картографування ґрунтів.

2.4. Біологічні чинники ґрунтотворення

В утворенні ґрунтів беруть участь три групи організмів: зелені рослини, мікроорганізми і тварини, які утворюють на суші складні біоценози. У процесі життєдіяльності організмів, їхньої сукупної дії відбуваються важливі ланки ґрунтотворення – синтез і руйнування органічної речовини, вибіркова концентрація біологічно важливих елементів, руйнування і новоутворення мінералів, міграція й акумуляція речовин, а також інші процеси, які становлять суть процесу ґрунтотворення і визначають формування основної властивості ґрунту – родючості.

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

Жива речовина Землі складається переважно з органічної маси рослинних організмів. *Основними показниками біологічного колообігу речовин є: біомаса (фітомаса), мертва органічна речовина, річний приріст, опад, інтенсивність розкладення рослинних залишків, зольність.*

Біомаса (фітомаса) – загальна кількість живої органічної речовини (ц/га) в надземній і підземній частинах рослинних угрупувань.

Мертва органічна речовина – кількість органічної речовини (ц/га) у відмерлих, але таких, що не впали на ґрунт, рослинах або їхніх окремих органах, а також накопичена у лісовій підстилці, торфах, степовій повсті тощо.

Річний приріст – кількість органічної речовини (ц/га), яка наростає за рік у підземній і надземній частинах угрупувань.

Опад – щорічна кількість відмерлої органічної речовини (ц/га).

Інтенсивність розкладення органічної речовини – відношення підстилки до опаду зеленої частини (величина безрозмірна).

Зольність – вміст зольних елементів у рослинах і їхніх частинах (%).

Максимальне накопичення органічної речовини відбувається в лісових угрупуваннях (табл. 2.3).

Таблиця 2.3

Показники біологічної продуктивності основних типів рослин (за Л.Є. Родіним, Н.І. Базилевич, 1963)

Біомаса	Приріст, ц/га		Приріст, ц/га	Опад, ц/га	Лісова підстилка (в степах – степова повсть), ц/га	Відношення підстилки до опаду зеленої частини (інтенсивність розкладення)
	загальна кількість, ц/га	корені, %				
Арктичні тундри	50	70	10	10	35	14
Чагарникова тундра	280	83	25	24	835	92
Ялинники північної тайги	1000	22	45	35	300	17
Ялинники середньої тайги	2600	23	70	50	450	15
Ялинники південної тайги	3300	22	85	55	350	10
Діброви	4000	24	90	65	150	4
Степи лучні	250	68	137	137	120	1,5
Степи сухі	100	85	42	42	15	1
Пустелі напівчагарникові	43	87	12	12	-	-
Субтропічні листяні ліси	4100	20	245	210	100	0,7
Савани	666	6	120	115	13	0,2
Вологі тропічні ліси	> 5000	18	325	250	20	0,1

Сумарні запаси фітомаси суші Землі оцінюють в $2{,}4 \cdot 10^{12}$ т. Головна частина цих запасів припадає на тропічний пояс – 56%, бореальний – 18%, субтропічний – 14%, суббореальний – 12% і полярний – менше 1%. Сумарна річна продукція фітомаси суші Землі оцінюється в $171{,}54 \cdot 10^9$ т, що становить понад 7% запасів фітомаси.

Рослинність світу містить у своїх тканинах мільярди тонн мінеральних речовин, частину яких організми віддають у навколишнє середовище і знову поглинають їх. Сумарний геохімічний стік на Земній кулі, за даними Кларка, становить $2{,}7 \cdot 10^9$ т, а об'єм біологічного колообігу – $(10\text{-}11) \cdot 10^9$ т, тобто в 4 рази більший.

Отже, *типи рослинності і біологічного колообігу тісно пов'язані з типами ґрунтотворення, оскільки характер ґрунтотворних процесів, формування типів*

ґрунтів і ґрунтової родючості безпосередньо визначаються впливом живої речовини в системі „рослина – ґрунт – рослина". Водночас рослини самі є продуктом клімату і ґрунту, формування якого вони зумовлюють.

Рослини активно впливають не тільки на хімічний, але й на мінералогічний склад ґрунту. Значна частина мінералів утворюється безпосередньо в тканинах рослин і після їхнього відмирання надходить у ґрунт. Відіграючи важливу біохімічну і геохімічну роль, рослинність також чинить вплив на фізичні властивості (структуру, водопроникливість, щільність будови тощо), тепловий і водний режими ґрунту.

З типами рослинних угрупувань тісно пов'язані типи ґрунтів. Географічно це виражено в тому, що зонам рослинності відповідають ґрунтові зони з переважанням певного зонального типу ґрунту.

На поширення ґрунтів суттєвий вплив чинить діяльність різноманітних мікроорганізмів і тварин у ґрунті. Мікроорганізми ґрунту дуже різноманітні. До них належать бактерії, актиноміцети, гриби, водорості і найпростіші ґрунтові (рис. 2.4).

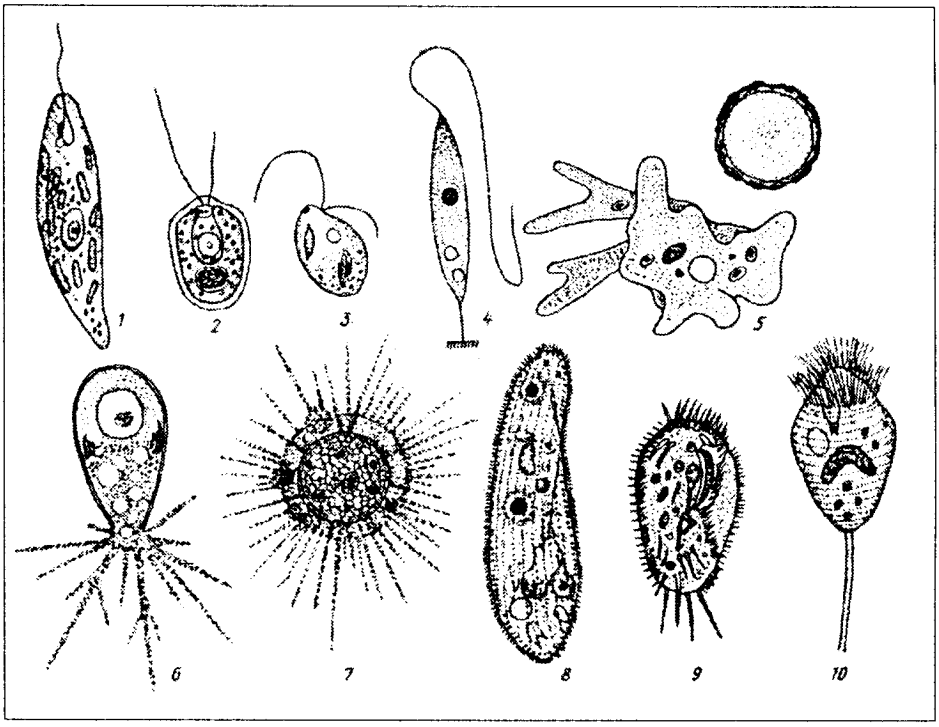


Рис. 2.4. Ґрунтові найпростіші:

1–4 – джгутиконосці; *5–7* – саркодові; *8–10* – інфузорії

Мікроорганізми беруть участь у процесах гумусоутворення, здійснюючи мінералізацію рослинних залишків, синтез перегною і розкладення органомінеральних сполук ґрунту. Важливе значення мають мікроорганізми в азотному балансі ґрунту (фіксація атмосферного азоту). Під впливом життєдіяльності мікроорганізмів у ґрунті відбувається перетворення сполук азоту, сірки, заліза, марганцю, що є основою процесів глеєутворення, засолення, ортштейноутворення. Чимала роль мікроорганізмів у руйнуванні гірських порід і новоутворенні ґрунтових мінералів. Мікробіота відіграє значну роль у біогеоценотичних функціях ґрунтів.

Звичайними для ґрунтів є такі групи бактерій, які, відповідно до сучасної систематики, належать до різних таксонів і беруть участь у різноманітних ґрунтових біогеохімічних процесах:

псевдомонади – дрібні рухливі бактерії, вони не утворюють спор; переважно належать до аеробів, деякі здатні до денітрифікації – нітратне „аеробне дихання"; ***азотобактер*** (*Azotobacter*) – вільні аеробні азотофіксатори; ***бульбашкові бактерії*** (*Rhizobium*) – паличкоподібні бактерії, що вільно живуть у ґрунті і проникають у коріння бобових рослин, де утворюють бульбашки; ***ентеробактерії*** – численна група паличкоподібних бактерій різних екологічних груп; ***бактерії, що брунькуються*** – група бактерій, які розмножуються шляхом утворення бруньок.

Мікобактерії – це бактерії зі складним циклом розвитку, внаслідок якого утворюються плодові тіла, здатні до самостійного пересування за допомогою слизуватих тяжів. Мікобактерії є важливими агентами розкладання целюлози.

У ґрунтах зосереджені представники стеблевих бактерій, спірил і спірохет.

Споротворні бактерії – звичайні мешканці ґрунтів, здатні утворювати клітини – ендоспори, що перебувають у стані спокою і характеризуються унікальною стійкістю до екстремальних умов: можуть витримувати високі температури, токсичність субстрату, різного роду випромінювання.

Бацили (рід *Bacillus*) – переважають вільноживучі організми бацилоподібної форми. Належать переважно до гетеротрофів і поширені у ґрунтах, де беруть участь у процесах, пов'язаних з розкладанням різних органічних субстратів (білків, крохмалю тощо).

Анаеробні споротворні бактерії – особлива група бактерій, відкрита 1861 р. Л. Пастером як збудник маслянокислого бродіння. Представники анаеробів трапляються серед багатьох груп бактерій: споротворних бацил, коків, вібріонів, спірил, спірохет і актиноміцетів.

Артробактерії – типові мешканці ґрунтового середовища. Вони утворюють велику частку мікробної частини біоти, є гетеротрофами, що беруть участь у процесах мінералізації органічних речовин в аеробних умовах. Їхня пропорція зазвичай зростає у ґрунтах, бідних свіжими органічними залишками, і в екстремальних умовах.

Актиноміцети – розгалужені міцелярні організми, що на рівні прокаріотної організації клітини здійснюють складні цикли розвитку, аналогічно до грибів. У зв'язку з зовнішньою подібністю з грибами їх деякий час зачислювали до царства грибів („променисті гриби").

Мікоплазми – це найдрібніші з усіх відомих організмів, вони навіть дрібніші від вірусів. У ґрунтах трапляються представники *Metallogenium*, що осаджують залізо. Ґрунтові мікоплазми – сапротрофи можуть бути в асоціаціях з бактеріями і грибами.

Ціанеї (ціанобактерії, синьо-зелені водорості) – це особлива група організмів, що здатна здійснювати фотосинтез, виділяючи кисень. Синьо-зелені водорості є піонерами заселення місць з екстремальними умовами життя. Вони трапляються на поверхні льоду і високо в горах на голих скелях, у пустелях з різкими перепадами температур, у зонах активної вулканічної діяльності. Чимало з них у симбіозі з грибами утворює лишайники.

Важливе значення в біосфері відіграє екологічна група автотрофних мікроорганізмів, яку називають ***хемосинтезуючими бактеріями***.

В розкладанні органічних залишків беруть участь дві екологічні групи мікроорганізмів – аеробні й анаеробні. Для ***аеробних мікроорганізмів*** акцептором електронів (окиснювачем) слугує газоподібний (молекулярний) Оксиген. Життєдіяльність ***анаеробних мікроорганізмів*** протікає без участі газоподібного Оксигену. Акцептором електронів (окиснювачем) слугує не Оксиген, а якась інша неорганічна або органічна сполука.

Віруси і фаги – це особлива група організмів ультрамікроскопічних форм. Як і всі інші організми, віруси виконують у біосфері свою особливу функцію, спричиняючи важкі захворювання ослаблених організмів; у такий спосіб регулюючи їхню чисельність, сприяють еволюції. Зазвичай до вірусів зачислюють паразитів тварин і рослин, до фагів – паразитів мікроорганізмів.

Гриби як екологічне угрупування належать до типових редуцентів, які розкладають органічні речовини. Гриби синтезують позаклітинні гідролітичні ферменти, що забезпечує можливість їхнього харчування такими складними органічними компонентами, як пектин, целюлоза, лігнін. За добу вони розкладають у два–сім разів більше органічної речовини, ніж споживають. У ґрунтах біомаса грибів найчастіше переважає над бактеріальною біомасою.

Царство грибів поєднує власне гриби і слизовики. Власне гриби поділяють на чотири класи: нижчі гриби (*Zygomycetes*), аскоміцети (*Ascomycetes*), базидіоміцети (*Basidiomycetes*) і недосконалі гриби (*Deuteromycetes*).

Дріжджі – це гриби, що розмножуються вегетативно – брунькуванням і поділом. Дріжджі в природі часто є в асоціаціях з рослинами або безхребетними тваринами, трапляються на листях дерев та інших їхніх частинах. Порівняно з

іншими грибами, в ґрунті їх небагато, хоча в холодних ґрунтах вони можуть переважати, оскільки живуть зазвичай при температурах, наближених до 0°С.

Мікориза (від грец. „*мікос*" – гриб і „*риза*" – корінь) – явище надзвичайно поширене в ґрунтах і характерне для багатьох рослин. Воно свідчить про симбіоз вищих рослин і грибів. Мікоризні гриби не лише розкладають органічну речовину, а й беруть участь у синтезі різноманітних фізіологічно активних речовин.

Мікориза росте з перервами, поновлюючи ріст після кожного дощу. Тоді бура або чорна мікориза проривається білою, новою, мікоризою. В молодої мікоризи грибний чохол білий. При тривалих посухах мікориза гине.

На Землі налічують понад 100 тис. видів грибів. Однак постійний симбіоз з вищими рослинами створюють лише деякі з них. Більшість грибів (понад 50 родів) належить до класу базидіоміцетів та є звичайними лісовими грибами.

Мікроорганізми – дуже чутливі індикатори, які різко реагують на різні зміни в середовищі. Це дає змогу використовувати їх з метою діагностики стану і екологічного моніторингу.

Ґрунт є середовищем проживання різноманітних тварин. Деякі з них проживають у ґрунті все життя, інші проводять у ньому тільки частину свого життєвого циклу. Біомаса тваринних організмів значно менша від біомаси рослин і становить не більше 5% від неї. Найбільша відносна маса тваринних організмів є в лучних степах.

Тварини, чиє життя пов'язане з ґрунтом, представлені трьома основними групами: 1) ***геобіонтами*** – тими, які все життя проводять у ґрунті; 2) ***геофілами***, у яких із ґрунтами пов'язана лише частина їхнього життєвого циклу; 3) ***геоксенами*** – випадковими мешканцями ґрунту, або тими, що використовують ґрунт як притулок, найчастіше нори, вириті іншими тваринами; за характером живлення серед них розрізняють: хижаків, паразитів, некрофагів (живляться трупами тварин), сапрофагів (живляться залишками рослин, що розклалися), фітофагів – споживачів живих тканин рослин, капрофагів (живляться екскрементами інших тварин).

За розмірами ґрунтової фауни виокремлено чотири групи організмів: а) мікрофауна; б) мезофауна; в) макрофауна; г) мегафауна.

Основну частину зоомаси (97–99%) становлять безхребетні тварини – найдрібніші, проте водночас найчисленніші представники тваринного світу. Кількість дощових червʼяків у ґрунті становить від 200 тисяч до 5 мільйонів екземплярів на 1 га. Дрібних членистоногих, серед яких переважають кліщі і ногохвостки, налічують від десятків мільйонів до декількох мільярдів екземплярів на 1 га. Кількість ківсяків із класу багатоніжок у ґрунтах під лісовими насадженнями в чорноземному степу досягає 400-800 тис. екземплярів на 1 га.

Маса хребетних тварин порівняно з безхребетними незначна. В лучних степах вона сягає приблизно 1% від загальної зоомаси, в дібровах – 0,12%, у мішаних лісах і тайзі – від 1,6 до 4%, а в тундрі – до 5%.

Тваринні організми беруть участь у накопиченні та розкладенні органічної речовини, впливають на фізичні і хімічні властивості ґрунту, розвиток процесів ерозії, структуру ґрунтового покриву. Ґрунтова фауна сприяє перерозподілу на поверхні і в товщі ґрунту органічних залишків, подрібнює їх і перемішує з мінеральною частиною ґрунту. Утворення в ґрунті біологічних ходів і порожнин підвищує шпаруватість, водопроникність і аерацію ґрунтів, сприяючи розвитку аеробних мікробіологічних процесів розкладення органічної речовини. Численні ґрунтові комахи беруть безпосередню участь у руйнуванні відмерлих корінців рослин.

Широко відома роль дощових черв'яків у процесах утворення ґрунту.

Із членистоногих у ґрунті є мокриці та багатоніжки, м'якотілі організми – слимаки і слизні, а також павукоподібні.

Безпосередньо пов'язані з ґрунтом і деякі ***ссавці***: комахоїдні (*Insectivora*) і гризуни (*Rodentia*). До ссавців-землериїв, які все життя проводять у ґрунтах, належать кроти, сліпи, цокори і сліпушки. Інші ґрунтові ссавці (миші, хом'яки, полівки, ховрашки, байбаки, тушканчики, піщанки, піскорії, пищухи, сліпи, сліпушки, грабарі) риють нори, запасають корм на зиму, ховаються від негоди і ворогів у ґрунті, хоча значну частину життя проводять і на поверхні ґрунту.

Комахоїдні хребетні (кроти, їжаки, землерийки) впливають на ґрунти подібно до гризунів.

Особливо великий вплив риючих тварин на формування специфічного зоогенного мікрорельєфу, з яким пов'язана строкатість ґрунтового покриву, розвиток спорадично-плямистих елементарних ґрунтових ареалів і комплексів. Водночас, очевидно, не можна говорити про риючих тварин як про дестабілізуючий чинник у процесі формування ґрунтів. Цей чинник є однією зі складових біогенного впливу на процеси ґрунтотворення і протягом тисячоліть вносить істотний вклад у перетворення вихідних порід.

Отож ґрунт, як біокосне тіло, в кожній конкретній точці земної поверхні, а педосфера, як планетарна оболонка, є особливим середовищем, специфічним педомікрокосмом для живих організмів, що його населяють, і які характеризуються винятковою видовою різноманітністю, мають складні взаємовідносини, що не поступаються наземним екосистемам, а, може, і переважають їх за своєю складністю. Ця невидима нам область життя багато в чому залишається таємницею, хоча в сучасному уявленні про екосистеми ґрунти входять до їхнього складу на правах самостійного і рівноправного компонента. Ґрунтовий біоценоз як такий вивчено недостатньо як з боку його впливу на власне ґрунти й екосистеми загалом, так і з боку збереження біологічної різноманітності організмів, які насе-

ляють ґрунт. Слід пам'ятати, що й видову різноманітність ґрунтових організмів досі не вивчено на належному рівні.

Отже, підкреслимо провідну й активну роль біологічного чинника ґрунтотворення. ***У живій речовині сконцентровані значні запаси перетвореної променевої енергії Сонця, яка бере активну участь у всіх важливих біохімічних і геохімічних процесах на планеті. Живі організми є джерелом органічної частини ґрунту, вони і продукти їхньої життєдіяльності спричиняють глибокі перетворення мінеральної ґрунтової маси і значною мірою визначають спрямованість ґрунтотворного процесу.***

2.5. Час у системі чинників ґрунтотворення

Час – одна з основних форм існування матеріального світу, об'єктивна характеристика будь-якого процесу, його спрямованості й незворотності. Це найважливіший показник розвитку різноманітних явищ у науках про Землю, своєрідна міра природних процесів і феноменів. ***Розглядати природні об'єкти в часі означає бачити їх у русі та розвитку, у неподільному просторі-часі.***

Розвиток природознавства сприяв виникненню понять „абсолютний час", „геологічний час", „астрономічний час", „атомний час", „земний планетний час", „відносний час", „характерний час" тощо. Як філософська категорія час абсолютний і не має ні початку, ні кінця. Усі інші точки відліку відносні. Це можна сказати про відносний час утворення нашої Сонячної системи, планети Земля, геологічний час, вік біосфери і педосфери загалом, вік окремих видів живих організмів або гірських систем, типів ґрунтотворення тощо. Водночас у конкретних дослідженнях співвідношення між абсолютним і відносним віком природних явищ і подій визначається масштабом дослідження. Етапи розвитку Землі обчислюють за геологічним часом, до якого прив'язані всі значимі події її історії. Будь-яка подія в історії Землі має свій умовний початок (нуль-момент), від якого обчислюють ***абсолютний час***, і свій кінець. Для сучасного дослідника всі події, за якими спостерігають, мають свій початок (нуль-момент), перебувають на стадії розвитку (еволюції), час останнього циклу якого визначають як ***відносний час*** цього циклу.

У більшості наук про Землю вимір часу зазвичай ведуть у роках для певної епохи, а для минулого вживають поняття геологічного віку. Останній відображає спрямованість еволюційного розвитку і неповторність ідентичного стану. Точкою відліку геологічного віку здебільшого вважають найбільш ефективні і знакові прояви незворотних етапів у розвитку об'єкта. На цьому основані типізації розвитку літосфери, атмосфери, біосфери, геосфери, педосфери, географічної оболонки тощо. Водночас на тлі спрямованої в майбутнє і неповторної еволюції планетарних форм руху матерії спостерігається певна циклічність – чергування

циклів, які слугують сукупністю явищ, процесів, що утворюють послідовний ряд у плині будь-якого проміжку часу, й об'єднані у цілісну систему. Тому періодичність і ритмічність стають характеристиками циклічності, вказуючи порядок проходження циклів.

У ґрунтознавстві з моменту його зародження використовують ідеї розвитку і мінливості ґрунтів у часі. Про вік ґрунтів В. В. Докучаєв говорив ще 1891 р. (В. В. Докучаєв, 1949). Пізніше, 1885 р., він сформулював закон прогресу і регресу ґрунтів (В. В. Докучаєв, 1954), їхньої вічної мінливості в часі й просторі. Час у В. В. Докучаєва фігурує як один з чинників ґрунтотворення. Однак, відзначаючи значимість часу в ґрунтотворенні, він вважав, що час за характером і роллю у ґрунтотворенні належить до трохи іншого порядку, ніж решта чинників (В. В. Докучаєв, 1949). Це також випливає з визначення ґрунту як функції від материнських порід, клімату й організмів, помноженої на час.

Часовий аспект має вирішальне значення для становлення і розвитку концепції єдиного ґрунтотворного процесу. Ґрунти є динамічними системами, які безперервно змінюються в часі й просторі.

Час має два аспекти. Незалежно від вибору шкали, час слугує для характеристики тривалості подій і їхнього порядку (послідовності). До широкого впровадження методу радіокарбонових датувань для визначення віку ґрунтів у ґрунтознавстві переважав другий аспект у дослідженні часових відносин – визначення порядку (послідовності) подій. Часову послідовність можна відновити виведенням порядку подій з їхньої тривалості та прив'язкою початку і кінця подій до календаря.

В усіх історико-еволюційних дослідженнях визначення часу спирається на поняття „вік". ***Вік ґрунтів – це тривалість формування ґрунтів від нуль-моменту до часу спостереження.*** Нуль-момент – початок ґрунтотворення, за яким слідує саморозвиток ґрунту та існування його в квазірівноважному стані.

Водночас вирізняють абсолютний і відносний вік ґрунтів, який розрізняють ще з часів Ф. І. Рупрехта і В. В. Докучаєва. В сучасному тлумаченні абсолютний вік виражає категорію часу-тривалості, тобто тривалості утворення й існування ґрунтів за визначеною шкалою часу. Відносний вік – це категорія часу-послідовності, тобто вираження порівняльної оцінки віку різних ґрунтів (за принципом старіше-молодше), що означає приналежність ґрунтів до визначеного ступеня розвитку (юність, молодість, зрілість тощо).

Вирізняють загальний (сумарний) абсолютний вік як тривалість ґрунтотворення певного ґрунту від нуль-моменту до моменту спостереження, приватний (конкретний) абсолютний вік – тривалість існування ґрунту у визначеній стадії (чорнозему, сірого лісового ґрунту тощо) і актуальний вік останньої стадії розвитку ґрунту (В. О. Таргульян, 1982).

Важливе методологічне значення у розгляді концепції простору-часу в ґрунтознавстві має положення про характерні часи ґрунтових процесів (час, необхідний для приведення ґрунту або його окремих властивостей у рівновагу з чинниками природного середовища).

Нові можливості розвитку теорії ґрунтотворного процесу на історико-еволюційній платформі відкриває введення поняття „ґрунт-пам'ять" як відображення стійких властивостей ґрунтів, що є інтегральним результатом ґрунтотворення протягом усього часу розвитку – від нуль-моменту до моменту спостереження.

Одним з основних методів визначення віку ґрунтів є радіокарбоновий метод. Цей метод базується на тому, що в живих організмах безперервно відбувається обмін радіоактивним $^{14}CO_2$ з атмосферою, завдяки якому вміст його в живих організмах і в атмосфері збалансовано. Після відмирання організмів цей обмін (включаючи асиміляцію ^{14}C) припиняється, проте розпад уже накопиченого радіоактивного ізотопу карбону продовжується. Він пропорційний як кількості ^{14}C, яка залишилася в мертвих органічних залишках, так і часу розпаду. Визначаючи кількість радіоактивного карбону в зразках, де активний біологічний обмін CO_2 з атмосферою був припинений певний час тому, знаючи тривалість напіврозпаду ^{14}C і враховуючи вміст атмосферного радіокарбону протягом 40–50-ти тис. років, можна розрахувати з досить високою точністю абсолютний вік зразка.

Частіше для вивчення віку ґрунтів радіокарбоновим методом використовують радіоактивний ізотоп карбону, який входить до складу найстійкіших у зазначених ґрунтах груп гумусових речовин.

Для зразків типового чорнозему Стрілецького степу (Курська область), відібраних з глибини 10–20, 30–40 і 140–150 см, отримані такі результати визначення віку: 1500, 3000 і 7000 років.

Відомі й інші методи визначення віку ґрунтів. Ці методи базуються на вивченні ґрунтів на більш чи менш точно датованих утвореннях (історичні пам'ятки, фортечні вали, кургани, системи різновікових терас, серії різновікових дюн), за знахідками в самому ґрунті палеонтологічних або археологічних залишків тощо.

Отож час, на відміну від інших чинників, не є безпосередньою причиною ґрунтотворення чи джерелом речовини та енергії для формування ґрунтів, він не впливає матеріально на процеси ґрунтотворення. Статус часу має більш загальний характер, ніж статус геологічного, біологічного, кліматичного чи геоморфологічного чинників.

Час – це корінна властивість усіх природних об'єктів і явищ, у тім числі й вищеперелічених чинників ґрунтотворення. Як і простір, час – форма їхнього існування. Час – це певний множник, на який помножуються дії всіх інших чинників.

2.6. Роль антропогенного чинника в ґрунтотворенні

Вплив людського суспільства на ґрунт є однією зі сторін загального впливу людини на оточуюче природне середовище. Водночас ґрунт, як важлива умова існування людини, має для неї особливе значення. Протягом історичного часу вплив людського суспільства на ґрунт безперервно зростає, що проявляється як у формах спрямованого перетворення, так і прямого його руйнування. Однак, які б не були значні явища руйнування ґрунтів, це лише невелика частина результатів впливу людини на ґрунтовий покрив Землі. Основним результатом людського впливу на ґрунт є поступова зміна процесу ґрунтотворення, все глибше регулювання процесів колообігу хімічних елементів і трансформації енергії в ґрунті.

Розробляючи вчення про чинники ґрунтотворення, В.В. Докучаєв не зараховував діяльність людини до переліку обов'язкових чинників ґрунтотворення. Протягом мільярдів років ґрунти формувалися без участі людини, починаючи з часів зародження першоґрунтів з пробіонтами, а потім архебіонтами, і до появи фотобіонтів. Ґрунти і ліси в сучасному їхньому трактуванні виникли приблизно 400 млн років тому. Близько 65–85 млн років тому з'явилися трав'янисті і квіткові рослини та нові групи ссавців. В неогені з'явилися людиноподібні істоти. В цей період утворюються ландшафти і ґрунти, подібні до сучасних.

Господарською діяльністю людина впливає на ґрунтовий покрив як безпосередньо, так і побічно, через інші чинники ґрунтотворення. Безпосередній вплив здійснюється передусім у процесі землеробського використання ґрунтів, що охоплює приблизно одну десяту частину суші Землі: обробіток ґрунтів, особливо із застосуванням важкої сільськогосподарської техніки, внесення органічних і мінеральних добрив, застосування отрутохімікатів, вапнування кислих і гіпсування солонцюватих ґрунтів і солонців, промивання засолених ґрунтів, зрошення, осушення, заходи захисту від ерозії та дефляції, терасування схилів, заліснення водозбірних басейнів, рекультивація порушених ґрунтів. Перелічені основні заходи підвищення родючості ґрунтів визначають різний ступінь впливу на властивості ґрунтів, а в багатьох випадках – і на увесь комплекс природних умов.

Побічний вплив на ґрунти відбувається шляхом:

– зміни середовища ґрунтотворення;

– зміни гідросфери;

– зміни в літосфері;

– зміни природного рослинного покриву.

Безпосередній і побічний вплив людини на ґрунт має позитивні й негативні наслідки.

Позитивний вплив людини на ґрунт проявляється в постійному зростанні врожайності сільськогосподарських культур.

Високі врожаї сільськогосподарських культур отримують у разі застосування мінеральних добрив разом з органічними, вдосконалюючи способи їхнього внесення й обробіток ґрунту, а також підбираючи найбільш високопродуктивні для певних кліматичних умов сорти культурних рослин, а також застосовують хімічну меліорацію, зрошення, осушення.

Поряд з позитивним впливом на ґрунти господарської діяльності людини часто виникають негативні наслідки в разі недодержання відповідних заходів з охорони ґрунтів. До таких негативних явищ, що погіршують властивості ґрунтів і порушують ґрунтовий покрив, належать ерозія, дегуміфікація, вторинне засолення, заболочування, термокарст в районах вікової мерзлоти, хімічне забруднення ґрунтів промисловими відходами, агро- й отрутохімікатами, пірогенне і термічне трансформування на торфах, техногенні порушення в районах будівництва магістральних трубопроводів, ліній електропередач, нафтових і газових свердловин тощо.

Головними деградаційними процесами в світі є ерозія і дегуміфікація ґрунтів.

Ерозія ґрунтів – природний процес, який відбувається повільно і поступово. З початком землеробства почалося її антропогенне прискорення. Ерозія не тільки зменшує потужність ґрунту, вміст у ньому гумусу (відповідно бал бонітету і врожайність), але й суттєво змінює весь ландшафт, порушує його екологічний баланс.

Людина впливає на природні чинники ерозії, істотно змінює їх.

Інтенсифікація сільськогосподарського виробництва зумовлює порушення динамічної рівноваги ґрунтотворних процесів, зокрема, пов'язаних з гумусотворенням. Якщо при цілинному ґрунтотворенні процес гуміфікації переважає над мінералізацією і відбувається поступове накопичення органічної речовини ґрунту, то в орних ґрунтах цей процес зміщується в бік посилення мінералізації, внаслідок чого знижується вміст гумусу, дегуміфікуються орні ґрунти.

За останні десятиріччя в багатьох країнах світу вміст і запаси гумусу в ґрунтах, що їх використовують під ріллю, зменшились на 15–25%, а в деяких випадках – на 50% від попередньої кількості.

Кислотна деградація ґрунтів набуває глобальних масштабів, спричиняючи негативні екологічні наслідки.

Застосування сільськогосподарських агрегатів є істотним чинником розвитку агрофізичної деградації ґрунтів в агроекосистемах.

Використання ґрунтів в умовах зрошення також породжує важливі проблеми збереження ґрунтів і ґрунтового покриву. Зрошення є одним з потужних чинників втручання людини в ґрунтову екологічну систему. Причому, якщо розорювання і внесення добрив торкаються тільки поверхневих горизонтів ґрунтів, то зрошення і пов'язане з ним збільшення водонадходження охоплює значно більшу

товщу ґрунто-підґрунтя і вже тому наслідки зрошення можуть бути сильнішими, ніж розорювання і внесення добрив. У разі зрошення різко змінюється водний режим не тільки ґрунтів, а й усієї території загалом.

Осушення ґрунтів також породжує низку проблем. Об'єктом осушувальних меліорацій є перезволожені ґрунти, тобто ґрунти, в яких анаеробний період, зумовлений надлишком вологи, настільки тривалий, що знижується врожайність сільськогосподарських культур чи навіть їхній ріст і розвиток (або посів і збирання) стають неможливими. Осушення може суттєво змінити первинний ґрунтотворний процес, стаючи причиною нових, невластивих ґрунтам у вихідному стані, процесів.

Людина впливає на багато рівнів природних структур. Її дії співмірні з діяльністю чинників геологічного і геохімічного порядків. Все це докорінно змінює не тільки ґрунти, але й різні чинники ґрунтотворення, особливо в зоні промислового виробництва і міст. У містах і пов'язаних з ними інфраструктурах відбувається найбільший вплив людини на ґрунти. Деградація ґрунтів у зв'язку з бурхливою урбанізацією, їхнім забрудненням у зонах промислового виробництва, поховання ґрунтів під твердим покриттям міст – все це проблеми, які важко вирішити. Ґрунти як біосферний об'єкт у містах зникають. Штучні ґрунти газонів, парків, придорожніх насаджень – це нові утворення, нездатні до самовідновлення. На їхнє відновлення постійно має бути затрачена праця й енергія.

Зростання кількості населення, інтенсивний розвиток промисловості, будівництво міст і транспортних магістралей зумовлює збільшення відчуження із сільськогосподарського обігу родючих ґрунтів, зростають темпи їхньої антропогенної деградації. Ці обставини стають причиною розширення площ ріллі в багатьох країнах за рахунок скорочення площ лісів, лук та пасовищ. Тим часом орнопридатних ґрунтів на Землі дуже небагато: 22% території земної суші, тобто близько 3,2 млрд га. З них під ріллею на сьогодні перебуває 1,5 млрд га, а 1,7 млрд га залишилися ще не розораними. Переважно ці ґрунти малородючі і важкоосвоювані. Кожний рік із сільськогосподарського використання вибуває приблизно 8 млн га ґрунтів за рахунок відчуження на інші сільськогосподарські потреби і приблизно 7 млн га – в результаті різних процесів деградації. Отже, кожен рік людство втрачає десь 15 млн га продуктивних угідь. Водночас процес деградації ґрунтів відбувається з наростаючою швидкістю: за останні 50 років вона збільшилась у 30 разів, порівняно з середньоісторичною в період голоцену. Наслідком втручання людини в оточуюче середовище є посилена деградація ґрунтів і ґрунтового покриву, що зумовлює розвиток „тихої кризи планети".

Контрольні запитання і завдання

1. *Які чинники ґрунтотворення Ви знаєте?*
2. *Поясніть тезу про рівнозначність чинників у формуванні ґрунту.*
3. *Яка роль рельєфу в перерозподілі води, тепла та речовин і як це впливає на ґрунтотворення?*
4. *Охарактеризуйте роль антропогенного чинника у формуванні ґрунтів.*
5. *Поясніть суть побічного впливу господарської діяльності людини на ґрунти.*
6. *Назвіть негативні показники впливу людини на ґрунти і ґрунтовий покрив.*
7. *У чому полягає позитивний вплив людини на властивості ґрунтів?*
8. *Як впливають різні види меліорацій на властивості і продуктивність ґрунтів?*
9. *Охарактеризуйте роль клімату в ґрунтотворенні.*
10. *Які глибинні чинники впливають на ґрунтотворення?*
11. *Проаналізуйте значення гірських порід у процесах ґрунтотворення.*
12. *Наведіть класифікацію ґрунтотворних порід.*
13. *Яка роль мікроорганізмів і тварин у формуванні педосфери?*
14. *Охарактеризуйте особливості ґрунтотворення під деревною і трав'яною рослинністю.*
15. *Охарактеризуйте роль часу в системі чинників ґрунтотворення.*

Література

1. Вернадский В. И. Живое вещество / В. И. Вернадский. – М. : Наука, 1978. – 358 с.
2. Герасимов И. П. Докучаевское учение о факторах почвообразования на современном этапе развития / И. П. Герасимов // Почвоведение. – М., 1956. – № 8. – С. 1–11.
3. Гильманов Т. Г. Интерпретация формул Докучаева и Иенни в терминах современного анализа / Т. Г. Гильманов // Вест. Моск. ун-та. Серия 17. Почвоведение, 1977. – № 3. – С. 53–63.
4. Джерард А. Почвы и формы рельефа / А. Джерард. – Л. : Недра, 1984. – 208 с.
5. Дмитриев Е. А. Почва и почвоподобные тела / Е. А. Дмитриев // Теоретические и методологические проблемы почвоведения. – М. : ГЕОС, 2001. – С. 215–233.
6. Добровольский Г. В. Функции почв в биосфере и экосистемах / Г. В. Добровольский, Е. Д. Никитин. – М. : Наука, 2000. – 240 с.
7. Звягинцев Д. Г. Биология почв / Д. Г. Звягинцев, И. П. Бабъева, Г. М. Зенова. – М. : Изд-во МГУ, 2005. – 445 с.
8. Иенни Г. Факторы почвообразования / Г. Иенни. – М., 1948.
9. Карпачевский Л. О. Экологическое почвоведение / Л. О. Карпачевский. – М. : ГЕОС, 2005. – 336 с.

10. Ковда В. А. Основы учения о почвах / В. А. Ковда. – М. : Наука, 1973. – Кн. 1 и 2. – 447 с.; 468 с.
11. Корсунов В. М. Педосфера Земли / В. М. Корсунов, Е. Н. Красеха. – Улан-Удэ : Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2010. – 427 с.
12. Крупеников И. А. Почвенный покров Молдовы. Прошлое, настоящее, управление, прогноз / И. А. Крупеников. – Кишинев : Штиинца, 1992. – 264 с.
13. Память почв / [под ред. В. О. Таргульяна, С. В. Горячкина]. – М. : Изд-во ЛКИ, 2008. – 692 с.
14. Позняк С. П. Чинники ґрунтотворення / С. П. Позняк, Є. Н. Красеха. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2007. – 400 с.
15. Пономарева В. В. О сущности и факторах почвообразования / В. В. Пономарева // Почвоведение. – М., 1958. – № 9. – С. 48–56.
16. Роде А. А. Факторы почвообразования и почвообразовательный процесс // Генезис почв и современные процессы почвообразования / А. А. Роде. – М. : Наука, 1984. – С. 137–146.
17. Самойлова Е. М. Почвообразующие породы / Е. М. Самойлова. – М. : Изд-во МГУ, 1983. – 173 с.
18. Соколов И. А. Основные законы почвообразования / И. А. Соколов // 100 лет генетического почвоведения. – М. : Наука, 1986. – С. 126–136.
19. Таргульян В. О. Педосфера как поверхностно-планетарная оболочка / В. О. Таргульян // Почвоведение. – М., 1992. – № 2. – С. 27–40.

Розділ 3

ҐРУНТОТВОРЕННЯ ТА ҐРУНТОТВОРНИЙ ПРОЦЕС

У природному ґрунті водночас відбуваються і розвиваються різноманітні явища й процеси, які тісно пов'язані один з одним. Одночасність і сукупність цих явищ і процесів у ґрунті формують ґрунтотворний процес загалом.

Ґрунтотворний процес *– це сукупність складних різноманітних хімічних, фізичних і біологічних явищ, які відбуваються у ґрунтах та обумовлюють той чи інший склад і властивості ґрунтової маси.* Агентами ґрунтотворення є живі організми і продукти їхньої життєдіяльності, вода, кисень повітря і вуглекислота. Ґрунтотворний процес характеризувався одночасним протіканням багатьох дуже різних і протилежно спрямованих явищ. Серед явищ ґрунтотворення вирізняють такі основні складові:

- неперервне розкладання одних мінеральних сполук – первинних мінералів – і одночасне утворення нових – вторинних мінералів – і новоутворень;
- розкладення одних органічних сполук – мертвих рослинних залишків – та утворення інших органічних сполук – гумінових, фульвокислот і їхніх солей, а також живої органічної речовини у формі мікробних тіл, тканин вищих рослин тощо;
- винесення з ґрунтової товщі або переміщення в її межах різних продуктів вивітрювання і ґрунтотворення та привнесення у ґрунт із атмосфери і кори вивітрювання різних сполук (зокрема, азоту, різних зольних елементів тощо).

Ці три групи біофізико-хімічних явищ одночасно відбуваються і розвиваються у ґрунті. Залежно від поєднання зовнішніх умов кожна з перерахованих груп на різних стадіях розвитку ґрунту може мати відносно сильніше і чіткіше вираження. Оскільки всі явища у ґрунті є взаємопов'язаними, то відносне по-

силення того чи іншого процесу або їхньої групи спричинить посилення або послаблення багатьох інших явищ і процесів. Завдяки такому взаємозв'язку серед біофізико-хімічних процесів, які відбуваються в ґрунтах, виділяють за певних зовнішніх умов і стадій розвитку ґрунту визначені поєднання особливо тісно взаємопов'язаних явищ і процесів. Усі ці процеси і явища у своїй сукупності ведуть до поступового утворення із материнської породи ґрунту і становлять суть ґрунтотворного процесу.

3.1. Розвиток первинного ґрунтотворного процесу. Загальна схема і суть процесу ґрунтотворення

Первинний, або примітивний, ґрунтотворний процес у найтиповішому прояві відбувається на виходах гірських масивно-кристалічних порід за участю живих організмів. Поверхня цих порід, яка розбита тріщинами на блоки, густо заселена бактеріями, нижчими рослинами і тваринними організмами. До таких літофільних організмів належать так звані скельні мікроорганізми: бактерії, мікробактерії, актиноміцети, водорості, гриби, а також лишайники, мохи, найпростіші тваринні організми. Мікроорганізми відзначаються винятковою пристосованістю до суворих умов зовнішнього середовища. Деякі з них мають здатність засвоювати атмосферний азот і синтезувати органічні азотні сполуки (автотрофні бактерії, сіркобактерії, залізобактерії нітрифікатори тощо). Особливою пристосованістю відзначаються діатомові, синьо-зелені і зелені водорості, які є фотосинтезуючими організмами. Безліч синьо-зелених водоростей здатна фіксувати азот з атмосфери. Відмерла маса мікроорганізмів містить 10–12% азоту, 2–5% фосфору, 1–2,5% калію, 0,3–0,8% магнію і кальцію. У незначних кількостях містяться сполуки заліза, кремнію, сірки, міді та інших елементів. Зольність одноклітинних водоростей сягає 20–40% і в складі золи водоростей міститься значна кількість кальцію, натрію, сірки, хлору, фосфору, а у діатомових водоростей багато кремнію. Утворюється специфічний стійкий мікробний ценоз. Виявлено, що такі мікробні ценози утворюють гумусові кислоти, близькі до фульвокислот, і дуже активізують процеси вивітрювання порід і мінералів.

Механізм впливу мікроорганізмів полягає в тому, що низка мікроорганізмів у процесі життєдіяльності виділяє речовини з кислотними або лужними властивостями, які роз'їдають і розчиняють мінерали. Вуглекислота, яка виділяється при диханні мікроорганізмів та розкладенні мікробних тіл, розчиняючись у воді, також прискорює розкладення мінералів, з'єднуючись з катіонами мінералів вона утворює вуглекислі солі.

Після відмирання мікроорганізмів у процесі їхнього розкладення утворюються близькі до гумусових речовини, що також сприяє розкладенню первинних мінералів і синтезу вторинних органо-мінеральних сполук. Зрештою на

масивно-кристалічних породах формується деяка кількість мікробного органо-мінерального пилу, який ще не можна розглядати як ґрунт, але він являє собою поєднання органічних азотистих і мінеральних сполук і слугує субстратом для поселення більш високорозвинених організмів, якими є гриби і лишайники.

З поселенням лишайників на скельних породах швидкість первинного ґрунтотворного процесу значно збільшується. Лишайники – симбіотичні організми, які складаються з синьо-зелених або зелених водоростей і грибів.

Лишайники пристосовуються до дуже суворих умов існування на поверхні скельних порід, зокрема в арктичних і високогірних областях, в безводних гарячих пустелях. На скелях спочатку поселяються ендолітичні лишайники, які живуть всередині субстрату гірської породи. На гірських породах, змінених діяльністю мікроорганізмів і ендолітичних лишайників, з часом поселяються епілітичні або поверхневі лишайники, які поділяють на накипні, листові та кущові.

Вплив лишайникової флори на поверхню гірських порід різноманітний і складний. Він поєднується з впливом механічних, фізичних і хімічних чинників вивітрювання гірських порід і мінералів. Ріст і життєдіяльність лишайників дуже прискорює процес вивітрювання і зумовлює виникнення нової розвинутої форми ґрунтотворного процесу, який створює значні маси ґрунтового дрібнозему, що володіє елементами родючості.

Механічна дія лишайників на гірську породу полягає у тому, що за допомогою мікроскопічних тонких, простих чи розгалужених ниток-гіфів вони проникають у породу, розщеплюють мінеральні зерна по площині спайки і втягують у свої тіла уламки мінералів, які поступово розкладаються. Лишайники часто механічним шляхом відривають від породи кусочки завдяки здатності різко змінювати свій об'єм при зволоженні і висушуванні.

У різних умовах клімату і гірських порід, на певних стадіях розвитку лишайників їхня дія відрізняється. Вклинюючись у гірську породу по тріщинах, гіфи лишайників діють не тільки фізично, але й біохімічно. Лишайники утворюють органічні кислоти (лишайникові, лимонну, щавлеву та інші), чим самим сприяють руйнуванню мінералів, зокрема кварцу.

У таломі (тілі) лишайника, крім синьо-зелених і зелених водоростей, знаходиться чимало різних мікроорганізмів. У складі цієї мікрофлори є і целюлозоруйнуючі мікроорганізми, які беруть участь у гуміфікації і мінералізації відмерлих частин лишайникових тіл.

Зольність різних лишайників є в межах від 0,7 до 1–2%. У масі сухої органічної речовини в покриві, зайнятому лишайниками, може міститися до 50 кг/га зольних речовин. Однак, оскільки лишайники живуть відносно довго, можна констатувати, що річний колообіг зольних речовин незначний. Лишайники є концентраторами сірки, фосфору і калію. Часто в їхній золі міститься значна

кількість кальцію. Завжди в золі лишайників є в невеликих кількостях кремній, залізо, алюміній.

Утворений під впливом лишайників дрібнозем накопичується у тріщинах і нішах гірських порід (2–3 см), а також у підніжжі мікросхилів у вигляді делювію. У масі дрібнозему міститься значна кількість уламків вивітрілих гірських порід і первинних мінералів, а також досить помітна кількість вторинних мінералів. У примітивних ґрунтах під лишайниками на Кавказі міститься до 35% вторинних мінералів. У результаті життєдіяльності і відмирання лишайників і супутніх їм мікроорганізмів у дрібноземі накопичується значна кількість органічної речовини – 3–10%, а в умовах високогір'я Кавказу – до 30–40%. У дрібноземі лишайників міститься значна кількість азоту, яка сягає 1% в гірських умовах Кавказу. В складі гумусу дрібнозему під лишайниками міститься значна кількість гумінових кислот (20–25%) і фульвокислот (31–35%). Процес формування примітивного ґрунту під лишайниками супроводжується глибокими хімічними змінами біомаси лишайників. Мінералізація біомаси лишайників супроводжується вилуговуванням і винесенням кальцію і фосфору та водночас значним відносним накопиченням алюмінію, кремнію, заліза, магнію. Залишкове накопичення кремнію, алюмінію, заліза, магнію зумовлює синтез мінералів, включно з мінералами групи монтморилоніту.

Побічне значення мають лишайники як джерело органічної речовини для більшості видів літофільних грибів. Гриби, будучи сапрофітами, потребують хоча б у мінімальних кількостях органічної речовини. Головним джерелом органічної речовини для грибів у первинному грунтотворному процесі є лишайники. Поселення грибів ще більше прискорює процес вивітрювання і ґрунтотворення, оскільки у результаті життєдіяльності грибів продукується велика кількість фульвокислот. У золі грибів провідна роль належить сполукам фосфору (P_2O_5 сягає 40–50%). Гриби з роду пеніциллиум виключно сильно руйнують граніт і мінерали, які його складають: мусковіт, біотит, ортоклаз, епідот.

Так на гірських скельних породах за сукупної дії бактерій, лишайників і грибних мікроорганізмів утворюється первинний ґрунтовий дрібнозем, який докорінно відрізняється від гірської породи.

На підготовленому лишайниками шарі дрібнозему з'являються мохи. Мохи – це високоорганізовані рослинні організми, їх налічують до 16 тисяч видів. Разом з мохами у ґрунтотворенні продовжують брати участь лишайники, гриби, бактеріальна флора, а також діатомові водорості. Долучаються до процесу і безхребетні тварини. Під моховим покривом розвивається досить добре сформована мохова дернина потужністю до 10–20 см. У моховому дрібноземі збільшується вміст вторинних мінералів і дещо зменшується вміст уламкового матеріалу вихідної гірської породи. Зольність мохів сягає 6–12%. У золі моху переважає сірка, кальцій, калій, фосфор і магній, натрій, марганець і найменше містить-

ся кремнію та алюмінію. У процесі мінералізації мохів відбувається винесення кальцію, калію і натрію і залишкове накопичення алюмінію, кремнезему, заліза і магнію.

Вміст гумусу в моховому дрібноземі становить 10–40%. Переважання бактерій у складі мікрофлори мохового дрібнозему зумовлює переважання в гумусі гумінових кислот. Вбирна здатність мохового дрібнозему становить 30–45 ммоль, переважно в складі вбирних катіонів є і водень.

Мохи і лишайники утворюють щільну, ледь оторфовану дернину, яка закріплює верхню частину гумусованого горизонту. Під дерниною, яка складається з живих і відмерлих частин рослин, а також темнозабарвленого дрібнозему, залягає малопотужний (5–10 см) шар ґрунтового дрібнозему, який містить невеликі уламки гірської породи і значну кількість органічних залишків. Формується профіль примітивного ґрунту, який набуває інтенсивного яскравого буро-коричневого забарвлення. У ньому вже можна вирізнити генетичні горизонти.

Так мохи, замінюючи лишайники, підготовлюють відносно високородючий субстрат для поселення вищих рослин. Водночас з мохами дрібноземисту мохову дернину і примітивний ґрунт починають заселяти трав'янисті і дерев'янисті рослини. Утворення пухкої мінеральної ґрунтової маси є найсуттєвішим результатом первинного, або примітивного, ґрунтотворного процесу. Оскільки процес відбувається на поверхні гірської породи або всередині ґрунту на межі з породою, він має важливе значення для всього подальшого ґрунтотворення загалом, а також формування осадових порід і пухких відкладів. Матеріал первинних ґрунтів постійно піддається змиву і перевідкладенню і бере участь в утворенні осадових порід, формуючи їхню мінеральну частину.

3.2. Великий геологічний колообіг речовин у природі

Рушійною силою процесу ґрунтотворення є взаємодія великого геологічного і малого біологічного колообігів речовин у природі і відповідних енергетичних потоків на поверхні Землі. Міграція і трансформація хімічних сполук як по вертикалі в межах ґрунтового профілю і підстеляючої товщі осадових порід, так і по горизонталі в межах ґрунтового покриву планети загалом – це комплекс явищ біогеохімії ґрунтотворення.

Природні процеси мають „суперечливий" циклічний характер. Сезонну, річну, періодичну повторюваність природних явищ помилково сприймають як замкнутий цикл, що і дало привід вживати назву „колообіг", „цикли" тощо. Насправді всі природні процеси, в тому числі процес ґрунтотворення, тільки зовні мають циклічний або коловий характер, будучи по суті неперервними ланками розвитку.

***Геологічний колообіг речовин**, з точки зору ґрунтознавства, – це сукупність процесів утворення земної кори, магматичних і осадових гірських порід і мінералів, відокремлення її стратиграфічних горизонтів, кори вивітрювання і форм рельєфу, денудації і формування водного, твердого і хімічного стоку, седиментації й акумуляції речовин, принесених наземними і підземними водами та еоловим шляхом.*

Якщо не брати до уваги відносно невеликі за об'ємом масообмін з космосом (прихід космічного пилу і метеорної речовини приблизно 1 млн т/рік, витік в космос водню) і радіоактивний розпад ізотопів ряду елементів, то можна вважати, що загальна кількість атомів усіх хімічних елементів на Землі є постійною. Водночас на земній кулі відбуваються різні глобальні процеси, які вже декілька мільярдів років (процеси формування літосфери Землі тривають близько 2 млрд років) існування планети (4–6 млрд років) залучають у різні перетворення і переміщення земної речовини великі маси елементів. Циркуляція елементів і замкненість їхніх глобальних циклів створюють основу для перетворення постійного вмісту елементів на Землі в безкінечні глобальні міграційно-трансформаційні цикли (ритми). В ранній абіотичний період геологічної історії Землі це були геохімічні цикли. На цей час геологічний колообіг речовин включає в себе послідовні процеси вивітрювання масивно-кристалічних порід, утворення товщ осадових порід, занурення їх на значні глибини, метаморфізацію і нове перетворення метаморфічних порід в масивно-кристалічні. Геохімічний колообіг тривав більше половини геологічної історії Землі.

До виникнення життя на Землі відбувався тільки великий геологічний колообіг речовин між сушею та океаном. В геологічному колообігу вода, що випаровувалась з поверхні океану, випадала на поверхню суші у вигляді атмосферних опадів, сприяючи руйнуванню гірських порід і переносячи продукти руйнування. Внаслідок цього всі завислі частинки і розчинені речовини, в тому числі зольні елементи живлення рослин, переносились у річки, моря та океани. Такий колообіг речовин відбувався тільки до появи життя, тобто в абіотичних умовах.

З моменту появи на земній кулі життя (0,8–1 млрд років тому) і особливо рослинного покриву (300–400 млн років тому) в зазначених циклах зросла роль біогеохімічних і ґрунтових процесів. Формування і руйнування ґрунтового покриву, знесення і перевідкладення зруйнованих ґрунтів або їхнє поховання, починаючи з девонського часу, стають постійною і невід'ємною ланкою геологічного колообігу матерії. Геохімічний колообіг речовин трансформується в біогеохімічний, який триває приблизно 20% часу всієї історії існування Землі. З появою людини та утворенням техносфери формується технобіогеохімічний колообіг речовин, який відіграє все більшу роль у глобальній циркуляції речовин.

Загальний цикл технобіогеохімічного колообігу речовин на Землі складається з самостійних абіотичних, біотичних, педогенних і техногенних циклів, які

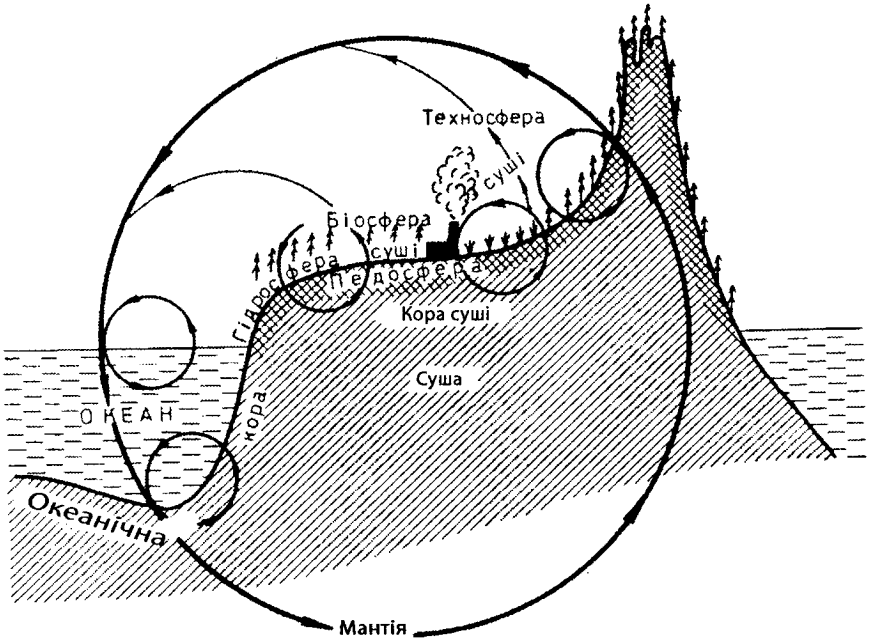


Рис. 3.1. Загальна схема великого геологічного колообігу речовин (за В. А. Ковдою, Б. Г. Розановим, 1988)

формують великий геологічний колообіг речовин (рис. 3.1), який включає такі головні цикли (етапи): появу виверженних магматичних порід на земній поверхні – вивітрювання та утворення кори вивітрювання – ґрунтоутворення і формування ґрунтового покриву – ерозія і денудація суші – накопичення континентальних і седиментаційних океанічних відкладів – метаморфізм відкладів – вихід на поверхню метаморфічних і осадових порід з новим циклом вивітрювання, ґрунтотворення, денудації та осадонакопичення. Загальна схема великого геологічного колообігу речовин Землі суттєво ускладнена особливостями геоструктур земної кори і тектонічними процесами.

Великий геологічний колообіг речовин складається із комплексу елементарних циклів, деякі з них вивчені кількісно і представляють суттєвий інтерес з точки зору їхньої ролі в ґрунтотворенні, а також ролі ґрунту у цих циклах. Це цикли азоту, сірки, вуглецю тощо.

Вивітрювання гірських порід і мінералів – початковий етап геологічного колообігу речовин на земній поверхні. Передумовою вивітрювання є той факт, що щільні гірські породи (магматичні, метаморфічні, осадові), перейшовши у континентальний режим функціонування, потрапляють в інші термодинамічні умови і зазнають глибоких трансформацій.

3.3. Малий біологічний колообіг речовин у природі

З появою життя на Землі розпочався новий колообіг речовин – малий біологічний, протилежний геологічному. *Основну роль у розвитку малого біологічного колообігу речовин відіграють рослинні угруповання.* Рослинні організми, засвоюючи елементи живлення, забирають їх із великого геологічного колообігу речовин і накопичують у формі органічних сполук свого тіла, звідки вони не можуть бути вимиті, оскільки жива речовина і клітини нерозчинні у воді. Рослини, які виростають на ґрунті, вбирають своєю кореневою системою різноманітні мінеральні хімічні елементи з ґрунтового розчину для побудови тканин, що визначає життєздатність рослинних організмів. Ці речовини транспортуються в надземні органи рослин. Вони складають зольні елементи органічних залишків. Середній вміст таких елементів сягає 5%, а в мохах і деревині – від 1 до 3%, у трав'янистих рослинах, зокрема степових, пустельних і солончакових – до 10–15%. До складу золи входять різні хімічні елементи, в тому числі кальцій, магній, калій, кремній, алюміній, залізо, марганець та інші. Їхній відносний вміст сильно змінюється в різних рослинах (табл. 3.1).

Таблиця 3.1

Вміст мінеральних речовин у золі хвої і листя (за С. В. Зонном, 1950)

Хвоя і листя	Загальна кількість золи, %	Вміст у % від суми зольних елементів						
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	MgO	K_2O
Хвоя ялини	3,56	21,85	11,99	0,58	4,17	30,97	4,73	18,34
Хвоя сосни	2,43	8,60	7,40	1,00	3,60	26,60	7,10	23,60
Листя берези	4,21	2,92	7,74	0,29	4,85	47,99	9,15	10,14
Листя осики	5,47	17,08	2,84	0,54	1,83	40,18	5,87	10,60
Листя липи	7,05	6,50	7,01	1,09	2,46	33,47	5,57	25,53
Листя дуба	5,05	10,07	1,17	0,34	1,36	41,20	6,91	7,32

У результаті біологічного колообігу зольних елементів у ґрунтах впродовж певного часу відбуваються суттєві зміни в складі вбирних основ. Зольні елементи після відмирання рослин чи їхніх окремих органів у складі органічних залишків знову повертаються в ґрунт і під час розкладення органічних речовин переходять у ґрунтовий розчин, вбираються ґрунтом, вступають у нові сполуки, знову вбираються рослинами і т. д., що має надзвичайно важливе значення для ґрунтотворення. Відбувається біологічне поглинання різних речовин у ґрунтах під впливом рослинності і їхня біологічна міграція із нижніх шарів ґрунту, тобто зі сфери дії кореневої системи в його верхні горизонти.

Рослини також є продуктами живлення тварин у такий спосіб елементи живлення переходять із рослинних організмів у тваринні, де з них синтезу-

ються нові органічні сполуки. Після відмирання залишки рослин і тварин руйнують мікроорганізми. Ці елементи живлення здебільшого накопичуються у ґрунті в клітинах мікроорганізмів і продуктах їхньої життєдіяльності – ґрунтовому гумусі.

Отож *малий біологічний колообіг речовин відбувається між ґрунтом, рослинами, тваринами і мікроорганізмами.* Він має важливе значення в утворенні та розвитку ґрунтів і є також чинником ґрунтового різноманіття, оскільки, залежно від складу рослинності, в біологічний колообіг втягуються різні зольні елементи в різних співвідношеннях.

Під впливом господарської діяльності людини різко змінюється характер біологічного колообігу речовин. Це зумовлено знищенням природної біоти і заміною її культурною біотою сільськогосподарських полів, новою біотою пасовищ і випасних тварин, новою біотою в процесі лісорозробок (зазвичай, менш продуктивною). Відбувається відчуження і споживання біологічної продукції за межами тієї екосистеми, де її отримано; внесення штучних добрив та інших хімічних речовин; зміна ґрунтових режимів і біогеохімічних умов міграції елементів.

Різниця між біологічними колообігами в природних і антропогенних екосистемах досить чітко простежується як за об'ємом біологічного колообігу загалом, так і за окремими залученими в нього елементами, зокрема азотом, вуглецем, фосфором, калієм, кальцієм, сіркою та іншими.

3.4. Ґрунтотворення і рослинність. Рослинні формації

Головними продуцентами і постачальниками органічної речовини в ґрунт є вищі зелені рослини. Утворюючись на поверхні Землі в процесі фотосинтезу, рослинна маса після відмирання у вигляді надземних і підземних залишків надходить у ґрунтову товщу, де підлягає розкладенню під дією різних агентів, передусім мікроорганізмів. Частина рослинного опаду перетворюється у прості сполуки: вуглекислоту, воду, оксиди азоту – і або виноситься з ґрунту, або включається в нові цикли життєдіяльності біоти. В процесі розкладення вивільняються також елементи мінерального живлення рослин. Друга частина органічних залишків трансформується в сполуки специфічної природи – гумусові речовини, які накопичуються в ґрунті, надаючи йому певних хімічних і фізичних властивостей.

У ґрунтовому гумусі акумулюється енергія, асимільована в рослинах у процесі фотосинтезу. Гумусові кислоти, діючи на первинні і вторинні мінерали ґрунту, спричинюють їхнє розкладення і сприяють утворенню органо-мінеральних речовин. Завдяки гумусовим сполукам окремі частинки ґрунту склеюються в структурні агрегати.

Кількість і характер наземних і підземних залишків, спрямованість гумусоутворення і властивості гумусових речовин значною мірою залежать від типу рослинності і гідротермічних умов їхнього росту. Характеристики біологічної продуктивності основних типів рослинності засвідчують, що найбільша біомаса характерна для лісової рослинності (до 4 000–5 000 ц/га). У саванах, степах і чагарникових тундрах ця величина є в межах 250–650 ц/га.

Основними ґрунтоутворювачами, які створюють природні ґрунти як на рівнинах, так і в гірських умовах на пухких материнських породах, є рослинні формації. Рослинні формації – це природне поєднання вищих зелених рослин, які накопичують органічну масу, та пристосованих до них живих організмів і мікроорганізмів, які цю органічну масу руйнують.

Виділяють такі типи рослинних формацій: дерев'яниста, лучна, степова, пустельна.

Дерев'яниста рослинна формація складається з дерев'янистих зелених рослин, грибів, актиноміцетів і анаеробних бактерій. Під дерев'янистою рослинністю відбувається накопичення у ґрунті елементів азотного і зольного живлення, що забезпечує не тільки тривале існування самої деревної рослинності, але й заміну її більш вимогливими до зольних елементів трав'янистою і лучною рослинністю.

Лучна рослинна формація, в яку входять лучні трав'янисті зелені рослини, аеробні та анаеробні бактерії, характеризується переважанням останніх.

Степова рослинна формація складається зі степових трав'янистих зелених рослин і анаеробних бактерій.

У пустельній рослинній формації органічні речовини створюють хеметрофні бактерії і водорості, а руйнують мертві органічні залишки бактерії і гриби.

Кожна з перелічених рослинних формацій характеризується своїми особливостями у складі органічної речовини, у надходженні її в ґрунт, у процесах розкладення органічної речовини і взаємодії продуктів розпаду з мінеральною масою ґрунту.

3.5. Енергетика ґрунтотворення

Ґрунт як самостійне природне тіло є визначеною термодинамічною системою. Головною властивістю ґрунтової системи є її здатність пропускати через себе в обох напрямах потоки речовини та енергії, не акумулюючи їх у своїх межах. *Реальний ґрунт – це складна відкрита система, яка перебуває в постійному масо- та енергообміні з навколишнім середовищем.* Ґрунт є компонентом структурної одиниці біосфери – біогеоценозу.

Ґрунт є гетерогенною системою, яка складається з декількох гомогенних термодинамічних систем, що мають різні властивості. Властивості ґрунту різко змі-

нюються не тільки при переході від твердої фази до рідкої чи газоподібної, але й при переході від одного горизонту до іншого по ґрунтовому профілю.

Складність ґрунту як термодинамічної системи полягає у тому, що ґрунт – це багатофазна система, в якій властивості змінюються на межі фаз. Цей чинник неабияк впливає на рівноважний стан ґрунту як гетерогенної системи, оскільки термодинамічна характеристика системи безпосередньо пов'язана з його станом.

Термодинамічний стан системи – це стан її в певний момент часу. Будь-яка зміна системи, пов'язана зі змінами хоча б однієї властивості, є термодинамічним процесом.

Усі природні процеси, у тім числі процеси вивітрювання і ґрунтотворення, є незворотними у термодинамічному розумінні. Це пов'язано з тим, що природні процеси відбуваються зі скінченною швидкістю і за певних різниць між силами, що діють на систему і які їм протидіють. Вони супроводжуються численними енергетичними втратами внаслідок тертя, теплопередачі, дифузії, випромінювання тощо.

Різноманітність ґрунтів на земній поверхні значною мірою зумовлена різною кількістю енергії, яка надходить у ґрунти. Енергетичні надходження регулюють активність ґрунтової біоти, спрямованість та інтенсивність трансформації мінеральної частини, процеси перетворення органічної речовини, а також характер радіального і латерального руху вологи з розчиненими в ній сполуками.

Потужним енергетичним джерелом ґрунтотворення є сонячна енергія. На земну поверхню вона надходить у вигляді прямих радіаційних потоків і трансформується в теплову та інші види енергії. Збагачення ґрунту енергією відбувається внаслідок відмирання організмів, зокрема рослинних. У відмерлих рослинних залишках міститься сонячна енергія, зв'язана у процесі фотосинтезу. Енергія в ґрунт надходить також з глибоких шарів літосфери. Виділення енергії відбувається при розпаді радіоактивних елементів, які в невеликих кількостях містить ґрунт.

Отож *кліматичний, біологічний і геологічний чинники зумовлюють надходження у ґрунт різної кількості енергії. Геоморфологічний чинник перерозподіляє цю енергію на поверхні ґрунтового покриву Землі.*

Максимальний внесок в енергетику ґрунтотворення здійснює пряма сонячна радіація. Кількість сонячної радіації змінюється по географічних поясах Землі, кількісним вираженням цього є радіаційний баланс. Радіаційний баланс – це різниця між кількістю сонячної енергії, яка надходить на поверхню Землі, і кількістю енергії, що витрачається на випромінювання і відбивання (табл. 3.2).

Таблиця 3.2

Кількість сонячної енергії, яка бере участь у ґрунтотворенні

Географічні пояси	Радіаційний баланс, кДж/см²·рік
Полярний	0–42
Субполярний	42–84
Помірний	84–210
Субтропічний	210–251
Тропічний	251–293
Субекваторіальний	293–335
Екваторіальний	335–419

Частина сонячної енергії (0,5–5%) витрачається на фотосинтез. Вона використовується на різні біохімічні процеси в живих зелених рослинах, а деяка її частина фіксується в органічній речовині і після відмирання рослин надходить у ґрунт. Середні величини кількості енергії, яка щорічно надходить з опадом у товщу найтиповіших ґрунтів різних ландшафтних зон, подано в таблиці 3.3.

Таблиця 3.3

Кількість енергії, яка надходить з опадом

Типи рослинності	Кількість енергії, яка надходить з опадом, Дж/см²·рік
Арктичні тундри	126–168
Чагарникові тундри	251–336
Хвойні ліси	419–838
Широколистяні ліси	1048–1257
Вологі субтропічні ліси	2933–3143
Вологі тропічні ліси	3352–3562
Савани	1667–2095
Лучні степи	1676–2095
Сухі степи	629–838
Пустелі	126–210

Для розуміння енергетики ґрунтотворення необхідно визначити кількість енергії, яка витрачається на різні ґрунтові процеси. Оскільки ґрунтові процеси тісно пов'язані між собою, то важко диференціювати їх щодо енергетики.

Для розрахунків енергетичного балансу ґрунтотворення в різних гідротермічних умовах В. Р. Волобуєв використав значення радіаційного балансу, сумарного випаровування і транспірації, щорічного приросту й опаду органічної маси та кількість енергії, яка витрачається на руйнування кристалічної ґратки найпоширеніших мінералів.

Енергетичний баланс ґрунтотворення має такий вигляд:

$$Q = W_1 + W_2 + b_1 + b_2 + i_1 + i_2 + g + c_1,$$

де Q – кількість енергії, яка надходить у ґрунт за рік;

W_1 і W_2 – витрати енергії, відповідно, на фізичне і хімічне вивітрювання мінералів;

b_1 і b_2 – енергія, яка витрачається на внутріґрунтові біохімічні реакції та акумулюється в органічній речовині ґрунту;

i_1 і i_2 – енергія, яка витрачається на випаровування і транспірацію;

g – втрати енергії в процесах механічної міграції солей, суспензій у ґрунтовій товщі;

c_1 – енергія, яка витрачається в процесах теплообміну в системі *ґрунт–атмосфера.*

Найшвидше у ґрунтах протікають процеси випаровування і транспірації, тривалість яких декілька годин або діб. Повільніше відбуваються процеси гуміфікації та мінералізації органічних залишків – протягом десятків і сотень років. І найповільніші – це процеси фізичного і хімічного вивітрювання, на які витрачається лише незначна частина загальної енергії ґрунтотворення. Ці процеси проявляються лише в багатовіковому масштабі часу.

Суттєво переважаюча частина сонячної енергії, яка надходить на поверхню ґрунту, перетворюється в теплову енергію і завдяки їй відбуваються процеси теплообміну та вологообігу в системі *ґрунт–рослинність–атмосфера–літосфера.* Ця основна частка сонячної енергії сягає понад 95% від загальної кількості, вона виходить із ґрунту в формі теплової енергії. Незначна частина цієї теплової енергії внаслідок теплопровідності ґрунтів проникає в глибину ґрунтової товщі і впливає на реакції хімічного і фізичного перетворення речовин – мінеральних і органічних.

Перетворення ґрунту, його розвиток відбувається передусім завдяки тій частці сонячної енергії, яка у перетвореному вигляді концентрується в живих рослинах, а потім з відмерлими рослинними рештками надходить у ґрунт, збільшуючи його енергетичний потенціал. У процесах розкладення та мінералізації рослинних залишків ця частина енергії витрачається на створення органічної речовини гетеротрофних організмів, які населяють ґрунт, і на біохімічні перетворення мінеральної частини ґрунтів. Затрачена на біохімічні процеси ґрунтотворення сонячна енергія фіксується не тільки у формі гумусу, але й у вигляді вторинних мінеральних сполук з великим енергетичним запасом, які утворюють колоїдальну частину ґрунту, що має надзвичайно важливе значення в усіх ґрунтових процесах.

Умовою життя рослин та інших організмів, крім тепла, є наявність вологи. Існує певний взаємозв'язок тепла і вологи в процесах енергетики ґрунтотворення.

Виявлено, що при достатньо високій відносній вологості ґрунту частка енергії, яка затрачається на фотосинтез і біологічний колообіг, зі збільшенням радіаційного балансу суттєво зростає – від 0,4% і більше від загальної енергії ґрунтотворення. За низького рівня вологи чи дефіциту вологи вона залишається практично постійно незначною, незалежно від величини надходження сумарної сонячної радіації. Отож, чим менше зволоження, тим менша різниця у внутрішній енергії ґрунтотворення в різних термічних поясах. Вони мінімальні в пустелях (тропічних і полярних), оскільки відсутність вологи лімітує всі біохімічні процеси, незалежно від кількості сонячної енергії, що надходить.

Отже, *енергія ґрунтотворення, і, відповідно, швидкість ґрунтотворних процесів, найбільші у вологих і теплих регіонах та найменші – в сухих і холодних.*

Затрати енергії на ґрунтотворення різняться залежно від ландшафтної зони. Ґрунти пустель і сухих степів характеризуються мінімальними енергетичними затратами на ґрунтотворення і малими запасами енергії в гумусі і живій біомасі. Ґрунти степів відзначаються помірними затратами енергії і найбільшою її кількістю, акумульованою в гумусі. Причому запаси енергії в гумусі перевищують її запаси в живій трав'янистій масі. У лісових ґрунтах запаси енергії в живій речовині помітно перевищують її запаси в гумусі. Зазначимо, що запаси енергії в гумусі різних типів ґрунтів не пропорційні затратам енергії на ґрунтотворення, оскільки частина енергії, яка надходить у ґрунт, акумулюється не в гумусі і не в живій речовині, а в кристалічних ґратках заново утворених вторинних мінералів. Особливо щодо цього виділяються ґрунти вологих субтропічних лісів.

Оцінюючи значення географічних чинників в енергетиці ґрунтотворення, необхідно виділити кліматичний і біологічний. Для всіх явищ ґрунтотворення енергетичним першоджерелом є сонячна радіація. На інтенсивність ґрунтотворення переважаючий вплив має частина сонячної енергії, яка перетворюється в органічній речовині в енергію хімічних зв'язків, що зумовлює внутрішні енергетичні запаси ґрунтів. Надходження енергії в ґрунт, пов'язане з геологічним чинником, дуже незначне. Геоморфологічний чинник здебільшого перерозподіляє енергетичні ресурси.

3.6. Елементарні ґрунтові процеси

Ґрунтотворний процес – це складна взаємодія живих організмів та їхніх метаболітів з мінеральними речовинами гірської породи в різних екологічних умовах земної поверхні. Залежно від форми, характеру й умов цієї взаємодії процес ґрунтотворення набуває специфічних рис і наслідків, властивих певній сукупності чинників та умов ґрунтотворення. Незважаючи на те, що природних комбінацій ґрунтотворення є дуже багато, як і

самих різновидів ґрунтів, все ж спостерігається повторення окремих ґрунтових процесів і явищ, хоча і з невеликими варіаціями прояву. Наприклад, для всіх ґрунтів властивий процес накопичення гумусу, оглеєння за надмірного зволоження та багато інших. Хоча ці процеси можуть по-різному проявлятися, проте щодо них існує чимало спільного, окремі явища стають закономірними і повторюються. Такі загальні процеси, які з певним відхиленням та особливостями прояву відбуваються у багатьох ґрунтах, називають елементарними ґрунтовими процесами. Елементарні ґрунтові процеси складають у своїй сукупності явище ґрунтотворення, притаманне тільки ґрунтам. За відповідних природних поєднань між собою у різних екологічних умовах елементарні ґрунтові процеси визначають властивості ґрунтів на рівні генетичних типів. Кожен генетичний тип ґрунту характеризується відповідним, тільки йому властивим поєднанням елементарних ґрунтових процесів, хоча окремі з них можуть простежуватися у різних генетичних типах ґрунтів.

Елементарні ґрунтові процеси є доволі складними процесами, які включають великий набір загальних процесів і мікропроцесів.

До елементарних ґрунтових процесів належать ті природні та природно-антропогенні ґрунтові процеси, які:

а) специфічні тільки для ґрунтів і не характерні для інших природних явищ;

б) у своїй сукупності складають явище ґрунтотворення;

в) визначають утворення в профілі специфічних ґрунтових горизонтів;

г) визначають будову профілю ґрунтів, тобто склад і співвідношення системи генетичних ґрунтових горизонтів;

д) притаманні тільки декільком типам ґрунтів у різних поєднаннях.

Отже, *елементарні ґрунтові процеси – це горизонтоформуючі, або профілеформуючі, ґрунтові процеси, що відрізняє їх як від загальних ґрунтотворних процесів, так і від мікропроцесів.*

З метою узагальнення, вивчення певних закономірностей і напрямів ґрунтотворення елементарні ґрунтові процеси об'єднано в окремі генетичні групи.

3.6.1. Біогенно-акумулятивні процеси

Біогенно-акумулятивні процеси – це група елементарних ґрунтових процесів (підстилкоутворення, торфоутворення, гумусово-акумулятивний процес, дерновий процес), які протікають у ґрунті під безпосереднім впливом живих організмів.

Підстилкоутворення – це формування на поверхні ґрунту динамічного органічного (в нижній частині органо-мінерального) шару підстилки або степової повсті, який характеризується вертикальною просторовою диференціацією морфології і ступеня розкладу рослинних залишків.

Склад лісової підстилки й екологічні умови її формування визначають напрям процесу перетворення цього матеріалу. Лісова підстилка щорічно поповнюється зверху свіжим органічним матеріалом, а найсприятливіші умови мінералізації опаду наявні на контакті з поверхнею ґрунту. Це зумовлює вертикальну просторову диференціацію підстилки на три морфологічно різні шари: а) верхній свіжий опад, який зберігає свою анатомічну будову (Ho_1); б) середній шар напівроскладеного опаду, який частково втратив цілісність анатомічної будови (Ho_2); в) сильно розкладений приземний шар опаду або органо-мінеральний шар лісової підстилки (Ho_3).

Торфоутворення – це процес перетворення і консервації органічних залишків за їхньої незначної гуміфікації. Морфологія процесу проявляється в утворенні поверхневих оторфованих або торфових горизонтів різного ступеня розкладення торфу.

Дерновий процес – це інтенсивне гумусоутворення, гумусонакопичення й акумуляція біофільних зольних елементів і азоту під впливом кореневої маси трав'янистої рослинності.

Гумусово-акумулятивний процес – це процес перетворення органічних залишків у ґрунтовий гумус і його перемішування з мінеральною частиною ґрунту з формуванням гумусових згустків, обволікаючих плівок, органо-мінеральних сполук і глинисто-гумусових комплексів.

Гумусово-акумулятивний процес – це насамперед біохімічний процес. Головним його агентом є жива і мертва органічна матерія, яка дуже енергійно взаємодіє з мінеральною частиною ґрунту. Гумусово-акумулятивний процес у ґрунті складається із кількох важливих ланок, таких як: 1) розкладення; 2) мінералізація; 3) мікробний синтез; 4) гуміфікація; 5) взаємодія.

Кінцевим результатом гумусово-акумулятивного процесу є утворення, накопичення і відносна консервація в ґрунті органічної речовини у формі нових, стійких до розкладу продуктів – гумусових речовин ґрунту, які перебувають у тісному зв'язку з мінеральною матрицею ґрунту.

3.6.2. Гідрогенно-акумулятивні процеси

Гідрогенно-акумулятивні елементарні ґрунтові процеси – це група процесів, які пов'язані з сучасним і давнім (палеоакумулятивні процеси) впливом ґрунтових вод на ґрунтотворення.

Серед гідрогенно-акумулятивних процесів вирізняють: засолення (солончаковий процес), загіпсування, карбонатизація, зруднінння, окременіння, латеритизація, плінтифікація, олуговіння, тирсифікація, такироутворення, кольматаж.

Засолення (солончаковий процес) – це процес гідрогенного накопичення водорозчинних солей на поверхні ґрунту або в його товщі при піднятті мінералізованих ґрунтових вод в умовах випітного чи десукційного водного режимів.

Морфологія засолення залежить від складу солей і проявляється у специфічних сольових новоутвореннях – прожилках, кірках, гніздах, нальотах, кристалах.

Загіпсування – це окремий прояв процесу засолення, який полягає у вторинній акумуляції солей гіпсу ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) у товщі ґрунту у випадку відкладення його з мінералізованих ґрунтових вод, які досягли насичення сульфатом кальцію, або у випадку обробітку ґрунтових горизонтів, які містять вапно ($CaCO_3$), сульфатно-натрієвими водами. Морфологія загіпсування – гіпсовий горизонт або гіпсова кора з характерною кристалічною будовою.

Карбонатизація – це процес вторинної акумуляції карбонату кальцію в ґрунтовій товщі при відкладенні його з мінералізованих ґрунтових вод у випадку досягнення ними насичення відносно карбонату і бікарбонату кальцію або у випадку обробітку гіпсового шару лужними содовими водами. Морфологія карбонатизації проявляється в утворенні карбонатного горизонту або карбонатної кори (*hardpan*), зцементованої кремнеземом.

Зрудніння – це процес гідрогенного накопичення оксидів заліза різного ступеня гідратації у товщі ґрунту з утворенням „залізистого солончака" або рудякового горизонту (болотної руди). Зазвичай цей процес проявляється у місцях геохімічних бар'єрів для сполук заліза: притерасні зниження у заплавах, місця виходу залізистих ґрунтових вод у депресіях рельєфу, окраїни боліт (передусім низинних). На зрілих стадіях зрудніння формуються конкреційні горизонти, які складаються з окремих або зцементованих між собою округлих чи овальних конкрецій концентричної будови або неправильної форми великих желваків натічної форми. Морфологічним оформленням цього процесу є гідрогенне утворення ортзанд і псевдофібрів. Головною мінералогічною формою новоутворень заліза у процесі зрудніння є лімоніт.

Окременіння – це процес гідрогенного накопичення кремнезему і цементація ним ґрунтових шарів. Морфологія окременіння проявляється у формуванні опалово-халцедонових зцементованих горизонтів (*duripan*) або кірок.

Плінтифікація – це гідрогенний процес перетворення фералітизованого матеріалу шляхом відкладання з ґрунтових вод, що капілярно піднімаються, оксидів заліза на фералітній основі. Морфологія процесу проявляється в утворенні ущільненого горизонту плінтиту, який при контакті з атмосферним повітрям з часом незворотно твердне, трансформуючись у лункуватий латерит.

Оглеєння – це акумулятивний процес негідрогенної акумуляції речовини, який пов'язаний з впливом немінералізованих ґрунтових вод (їхньої капілярної кайми) на нижню частину ґрунтового профілю в умовах доброго загального дренажу. Цей процес веде до посилення загальної зволоженості ґрунту без його заболочування. Морфологія процесу проявляється у збільшенні інтенсивності

гумусового забарвлення в профілі, зростанні товщини гумусового горизонту, посиленні язикуватості нижньої його межі, в переході зернистої структури (в степах) у грудкувату, наявності насичених іржавих і сизих плям та залізистих мікроконкрецій у нижній частині профілю, в розм'якшенні карбонатних конкрецій.

Тирсифікація – це процес гідрогенної трансформації органічної та мінеральної частин ґрунту в умовах тимчасового гігроморфізму слабодренованих депресій аридних областей. Морфологічно тирсифікація проявляється в утворенні поверхневого темного (чорного, темно-сірого, темно-бурого) злитого горизонту, який при висиханні сильно розтріскується і твердне, а при зволоженні набухає і набирає в'язкоплинної консистенції.

Відкладення намулу – це гідрогенний, підводний або делювіальний процес акумуляції мінеральної речовини на поверхні ґрунту при її осіданні з водного потоку. Морфологічно процес проявляється у формуванні мікрошаруватого ґрунтового профілю з включеннями черепашок, молюсків, гальки, гравію, а в аридних областях – просочування солями.

Такироутворення – це процес гідрогенно-біогенного утворення такирних ґрунтів з щільним пористо-лункуватим кірковим горизонтом на поверхні. Передумовою такироутворення є різкоконтрастний водний режим із обов'язковим сезонним заливанням території поверхневими водами, які несуть у собі дисперсний матеріал і солі, та низький рівень ґрунтово-підґрунтових вод.

Кольматаж – це гідрогенний процес замулювання ґрунту або ґрунтотворної породи тонкодисперсними суспензіями чи колоїдними розчинами. Механізм процесу проявляється в механічному затримуванні ґрунтових часток складною системою ґрунтового порового простору.

3.6.3. Елювіальні ґрунтові процеси

До них належать процеси, пов'язані з руйнуванням або перетворенням ґрунтового матеріалу в специфічному елювіальному горизонті з виносом із нього продуктів руйнування або трансформації низхідними чи латеральними (боковими) потоками ґрунтових розчинів. У результаті цих процесів елювіальний горизонт збіднюється на ті чи інші сполуки і відносно збагачується на сполуки і мінерали, які стійкі щодо руйнування і залишаються на місці.

Серед елювіальних елементарних ґрунтових процесів вирізняють такі: вилуговування, лесиваж, підзолистий процес, псевдоопідзолення, осолодіння, сегрегація, відбілювання, фероліз, псевдооглеєння, елювіально-гумусовий процес, Al-Fe-гумусовий процес, кіркоутворення.

Вилуговування – це процес збіднення того чи іншого горизонту ґрунту або профілю загалом на основі в результаті процесів розчинення твердої речовини

мінералів-солей і винесення їх у формі істинних розчинів низхідними або латеральними потоками води, яка просочується крізь ґрунтову товщу.

Складовими вилуговування є: 1) декарбонатизація – руйнування і винесення карбонатів з ґрунту або ґрунтотворної породи; 2) розсолення – руйнування (розчинення) і винесення з ґрунту або ґрунтотворної породи легко- і середньорозчинних мінералів-солей (гіпс, хлориди, сульфати натрію тощо).

Лесиваж – це процес пептизації ґрунтової плазми з подальшим відмиванням мулуватих і тонкодисперсних колоїдних частинок з поверхні зерен грубозернистого (піщаного і грубопилуватого) матеріалу або з мікроагрегатів, їхнє механічне винесення з верхніх генетичних горизонтів у нижні без будь-яких хімічних трансформацій. Цей термін запропоновано французьким ґрунтознавцем Ф. Дюшофуром. Морфологія лесиважу проявляється у наявності відмитого або лесивованого горизонту білястого, світло-сірого або жовто-білястого кольору нестійкої шаруватої структури з характерною видимою мікропористістю.

Підзолистий процес – це процес глибокої трансформації мінеральної та органічної частин ґрунту через механізм кислотного гідролізу первинних і вторинних алюмосилікатів з мобілізацією основ, заліза, алюмінію та винесення продуктів руйнування у формі істинних розчинів, комплексно-гетерополярних солей чи глиногумусових комплексів із залишковою акумуляцією в елювійованому горизонті кремнезему. Морфологія підзолистого процесу проявляється у формуванні виразно освітленого білястого елювіального (підзолистого) горизонту, відносно збагаченого відбіленими зернами первинних мінералів, які зцементовані між собою аморфним кремнеземом, абсолютною втратою грубого і дисперсного мулу (плазми), гумусу, основ, заліза й амонію, внаслідок чого формується слабоущільнений шаруватої структури чи цілком знеструктурений пухкий горизонт.

Псевдоопідзолення – процес утворення освітленого елювіального горизонту в результаті сукупної дії лесиважу і поверхневого оглеєння. Часто цей процес прирівнюють до псевдооглеєння.

Псевдооглеєння – процес внутрішньоґрунтового поверхневого або підповерхневого оглеєння під впливом періодичного перезволоження верховодкою при її сезонному утворенні на водонепроникному ілювіальному горизонті або первинно важчому нижньому шарі двочленної ґрунтотворної породи. Морфологія псевдооглеєння проявляється в утворенні своєрідного мармороподібного й агрегованого елювіального горизонту, в якому оглеєння чергується з руйнуванням органічних і мінеральних сполук і винесенням частини продуктів руйнування.

Осолодіння – це складний і неоднозначний процес пептизації ґрунтово-вбирного комплексу натрієвих солонців і солонцюватих ґрунтів водою, легке і швидке колоїдне розчинення органічного комплексу (який містить Na^+), лужний гідроліз алюмосилікатного ядра глинистих мінералів і винесення продуктів розчи-

нення і гідролізу у формі колоїдних та істинних розчинів низхідними потоками атмосферної вологи. Результатом осолодіння є деградація солонців з утворенням солодей та осолоділих ґрунтів, з кислим елювіальним і лужним ілювіальним горизонтом. Морфологія цього процесу проявляється в утворенні виразно освітленого білувато-сірого елювіального (осолоділого, шаруватого, безструктурного) горизонту з відносною акумуляцією в ньому аморфного кремнезему, абсолютною втратою гумусу, мулу, основ, заліза й алюмінію.

Сегрегація – це процес утворення освітленого внутріґрунтового горизонту шляхом вилучення сполук заліза і марганцю із загальної дрібноземної ґрунтової маси в дискретні центри концентрації без суттєвого виносу за межі горизонту. Морфологія цього процесу проявляється у формуванні темно-бурих до чорного залізисто-марганцевих бобовин і мікроконкрецій з чітким освітленим навколо них ареалом відбілювання.

Відбілювання – процес стягування півтораоксидних, органо-мінеральних або органічних плівок з грубозернистого матеріалу, їхня сегрегація або винесення з елювіального горизонту без руйнування мінеральних зерен. Морфологія процесу проявляється у виході на денну поверхню відбілених білувато-сірих поверхонь мінеральних зерен первинних силікатів.

Фероліз (елювіально-глейовий процес) – це процес руйнування глинистих силікатів при оглеєнні з подальшим винесенням продуктів руйнування та залишковим накопиченням кремнезему. Від псевдооглеєння відрізняється відсутністю мармуризації і сегрегації.

Елювіально-гумусовий процес – це процес часткового елювіального накопичування гумусу, в складі якого суттєву роль відіграють рухомі, перехідні до гумусових кислот сполуки, що слабо закріплюються катіонами металів. Морфологія процесу проявляється у формуванні в нижній частині елювіального горизонту так званого натічно-гумусового шару, який часто діагностується у комплексі з ілювіально-гумусовим горизонтом у середній частині профілю. Мікроморфологія процесу характеризується наявністю аморфних згустків гумусу, які обволікають скелетні зерна.

Кіркоутворення – це процес утворення поверхневої сильнопористої, збагаченої кремнеземом знесоленої кірки у степових, напівпустельних і пустельних ґрунтах.

3.6.4. Метаморфічні ґрунтові процеси

Це група процесів трансформації первинних породотвірних мінералів у вторинні *in situ* без елювіально-ілювіального перерозподілу компонентів у ґрунтовому профілі. В основі своїй це процеси в корі вивітрювання, які характеризуються явищами перетворення мінералів і гірських порід у ході вивітрювання. До ґрунтових вони належать з тієї причини, що відбуваються в межах ґрунтового профілю. Щоб

розділити метаморфічні процеси кори вивітрювання й аналогічні процеси у ґрунті, останні ще називають процесами „внутріґрунтового вивітрювання".

До метаморфічних елементарних ґрунтових процесів належать: сіалітизація (оглинення), монтморилонітизація, каолінізація, ілітизація, гумуссіалітизація, фералітизація, ферсіалітизація, рубефікація (феритизація), озалізнення, олівізація, злитизація, оструктурення, затвердіння (петрифікація, панцироутворення, кіркоутворення, кірасоутворення), мармуризація, глейовий процес.

Глейовий процес – це складний біогеохімічний процес метаморфічного перетворення органічної та мінеральної маси ґрунту в умовах постійного або тривалого анаеробного ґрунтотворення через механізми кислотного гідролізу та інтенсивний розвиток відновних процесів з обов'язковим оглиненням та імпактним елювіюванням сполук заліза (фероліз).

Морфологія глейового процесу проявляється в утворенні (залежно від характеру породи) горизонту глею сизувато-сірого, сизувато-голубого або білувато-сірого відтінків, масивно-пластичного чи масивно-брилуватого складення.

Монтморилонітизація – це процес внутріґрунтового вивітрювання первинних алюмосилікатів з утворенням і відносним накопиченням *in situ* вторинної глини переважно монтморилонітового складу.

Каолінізація – це процес внутріґрунтового вивітрювання первинних і вторинних алюмосилікатів з утворенням і відносним накопиченням *in situ* вторинної глини переважно каолінітового складу.

Ілітизація – це процес внутріґрунтового вивітрювання первинних і вторинних алюмосилікатів з утворенням і відносним накопиченням *in situ* вторинної глини філітового складу, здебільшого шляхом необмінної фіксації калію набухлими глинистими мінералами.

Сіалітизація – це процес внутріґрунтового вивітрювання первинних і вторинних мінералів через мобілізацію і винесення основ і заліза та відносне накопичення в оглиненому горизонті кремнезему й алюмінію з подальшою їхньою трансформацією у вторинну глину сіалітного складу.

Гумуссіалітизація – це процес перетворення мінеральної маси під впливом нейтральних і слабкокислих гумусових речовин, які сприяють винесенню основ за наявності доброго дренажу, і формування дерново-гумусового глинисто-щебенюватого профілю ґрунтів.

Ферсіалітизація – це процес накопичення рухомих сполук заліза у формі $Fe(OH)_3$ і Fe_2O_3 на фоні сіалітизації, зумовленої процесами декарбонатизації ґрунтової маси. При акумуляції $Fe(OH)_3$ ґрунт набуває жовтого забарвлення, а при акумуляції Fe_2O_3 – яскраво-червоного.

Фералітизація – це процес внутріґрунтового вивітрювання первинних мінералів з утворенням і відносним накопиченням *in situ* вторинної глини фералітно-

го складу. Окремими видами фералітизації є каолінізація (у випадку переважання каолініту в продуктах звітрювання) і алітизація (переважання гібситу).

Рубефікація (феритизація) – це процес незворотної коагуляції і подальшої кристалізації колоїдних гідрооксидів заліза у ґрунтовому профілі в результаті інтенсивного періодичного просихання ґрунту в сухий і спекотний період року після занесення цих сполук і відкладання протягом вологого періоду.

Озалізнення – це процес вивільнення заліза з кристалічних ґраток мінералів під час вивітрювання та його осідання *in situ* в шпарах і тріщинах у формі автохтонних кутан, зерен і мікроагрегатів, згустків гідрооксидів. Процес супроводжується побурінням або почервонінням ґрунтотворної породи.

Олівізація – це особливий процес метаморфічної трансформації первинних і вторинних мінералів в умовах періодичного чергування перезволоження та інтенсивного висихання з утворенням глинистих мінералів з тривалентним залізом у шестирній координації (нонтроніт, глауконіт, хлорит). Морфологія цього процесу проявляється в специфічному оливковому або зеленуватому забарвленні ґрунтової маси. Процес олівізації супроводжується злитизацією і знеструктуренням ґрунту.

Злитизація – це процес зворотної цементації (при висиханні) монтморилонітово-глинистих ґрунтів внаслідок зміни явищ набухання та осідання в умовах періодичного чергування інтенсивного зволоження і пересихання. Морфологія процесів злитизації проявляється у формуванні „злитих" генетичних горизонтів дуже щільного складення, які в сухому стані дуже тверді і розбиті інтенсивною вертикальною тріщинуватістю на окремі вертикальні тумби, а у вологому мають низьку твердість, але високу пластичність.

Оструктурення – це процес розподілу ґрунтової маси під впливом різних фізичних, хімічних, біологічних та антропогенних чинників на агрегати різного розміру і форми з подальшим їхнім зміцненням і формуванням ієрархічної внутрішньої будови.

Затвердіння – це процеси незворотної зміни озалізнених, окременілих, карбонатних або загіпсованих поверхневих горизонтів у результаті дегідратації та кристалізації мінералів.

Мармуризація – це процес специфічного перетворення морфологічного обличчя ґрунту в результаті дії різних елементарних ґрунтових процесів: оглеєння і сегрегації, псевдооглеєння, опідзолення й осолодіння, плінтифікації, засолення, карбонатизації чи загіпсування тощо.

3.6.5. Ілювіально-акумулятивні ґрунтові процеси

Це група процесів накопичення, акумулювання в ілювіальному горизонті вимитих зверху рухомих продуктів елювіювання ґрунтової маси.

Явища ілювіювання налічують цілий комплекс елементарних ґрунтових процесів: глинисто-ілювіальний процес, гумусово-

ілювіальний процес, залізисто-ілювіальний процес, Al-гумусово-ілювіальний процес, Fe-гумусово-ілювіальний процес, Al-Fe-гумусово-ілювіальний процес, підзолисто-ілювіальний процес, карбонатно-ілювіальний процес, солонцево-ілювіальний процес.

Гумусово-ілювіальний процес – це процес ілювіального накопичення гумусу, який виноситься з підстилки або з елювіального горизонту. Найвиразніше цей процес спостерігається в підзолистих ілювіально-гумусових ґрунтах.

Глинисто-ілювіальний процес – це процес ілювіального накопичення грубого і колоїдного мулу, який виноситься з лесивованих горизонтів ґрунту. Найяскравіше проявляється в грубоуламкових ґрунтах – буроземах.

Залізисто-ілювіальний процес – це процес ілювіального накопичення сполук заліза, які виносяться з елювіального горизонту в іонній, колоїдній або в зв'язаній з органічною речовиною формах. Виразно проявляється в лісових ґрунтах бореального поясу у вигляді прошарку ортзандів.

Al-гумусово-ілювіальний процес – це процес ілювіального накопичення аморфних оксидів алюмінію разом з гумусом, які винесені з елювіального горизонту. Найвиразніше проявляється в так званих „криптопідзолистих" ґрунтах Центральної Європи як передпідзолиста стадія ґрунтотворення при опідзоленні буроземів.

Fe-гумусово-ілювіальний процес – це процес ілювіального накопичення аморфних оксидів заліза разом з гумусом, що винесені з елювіального горизонту. Процес характерний для піщаних підзолів.

Al-Fe-гумусово-ілювіальний процес – це процес ілювіального накопичення аморфних оксидів заліза й алюмінію разом з гумусом, що винесені з підстилки або елювіального підзолистого горизонту.

Підзолисто-ілювіальний процес – це процес ілювіального накопичення незруйнованих глинистих частинок і аморфних півтораоксидів, винесених з елювіального підзолистого горизонту. Морфологія процесу проявляється в утворенні щільного ілювіального горизонту з призматичною або горіхуватою структурою і наявності глинисто-мінеральних кутан на стінках агрегатів і тріщин.

Карбонатно-ілювіальний процес – це процес ілювіального накопичення карбонатів кальцію в середній або нижній частинах ґрунтового профілю внаслідок процесу вилуговування. Морфологія процесу проявляється в наявності великих скупчень видимих форм новоутворень карбонатів під гумусовим горизонтом.

Солонцево-ілювіальний процес – це процес ілювіального накопичення і зворотної коагуляції набухлих глин, сильно насичених натрієм. Морфологія цього процесу проявляється у формуванні дуже щільного, твердого коричнево-бурого ілювіального горизонту зі стовпчастою структурою, який при зволоженні перетворюється в пластичну масу.

Остепніння – це процес втрати ґрунтом солончакуватості і солонцюватості у випадку припинення висхідного підживлення гумусового горизонту потоками засолених ґрунтових розчинів, заміни обмінного Na^+ на біогенний Ca^{2+}, Mg^{2+} і K^+, а також посиленого гумусонакопичення через поселення різнотравно-злакової і злакової рослинності на місці галофітів. Типовим наслідком процесу остепніння є залишково-солонцюваті зональні ґрунти суббореального поясу.

Кріогенні процеси – це процеси постійного чи періодичного замерзання ґрунту за наявності та відсутності вічної мерзлоти з утворенням специфічної полігональності ґрунтової поверхні, кріогенного засолення, карбонатизації, формування надмерзлотного гумусово-ілювіального горизонту.

3.6.6. Педотурбаційні ґрунтові процеси

Це змішана група процесів механічного переміщення ґрунтової маси під впливом різних чинників і сил – як природних, так і антропогенних. Серед педотурбаційних процесів вирізняють такі: самомульчування, розтріскування, кріотурбація, випинання ґрунту, здуття ґрунту, зоотурбація, фітотурбація, гільгаїутворення, агротурбація.

Самомульчування – це процес розпаду великих агломератів (тумб-блоків) структурних окремостей верхнього шару злитих ґрунтів на дрібнобрилуваті або горіхуваті окремості внаслідок перевищення напруги стискування над міцністю міжагрегатних зв'язків у випадку інтенсивного висихання ґрунтів. Морфологія самомульчування проявляється в утворенні поверхневого малопотужного грудкувато-горіхуватого горизонту, який розташований безпосередньо над злитою ґрунтовою масою, заходячи в неї невидимими пухкими язиками. Наявність на поверхні ґрунту самомульчованого горизонту зменшує втрати вологи з ґрунту на випаровування і знижує амплітуду коливання температури в зоні ризосфери. Проте самомульчування знижує стійкість злитих ґрунтів до водної, вітрової чи іригаційної ерозії.

Розтріскування – це процес інтенсивного стискування ґрунтової маси при її висиханні. Морфологія цього процесу проявляється в утворенні вертикальних тріщин на ту чи іншу глибину, що веде до перемішування ґрунту і його гомогенізації на глибину розтріскування в одних ґрунтах (вертисолі), або, навпаки, до утворення гетерогенних профілів різкого складу та будови у заповнених тріщинах і міжтріщинних масах – в інших ґрунтах (кріогенні ґрунти).

Кріотурбація – це процес морозного механічного переміщення одних ґрунтових мас відносно інших у межах будь-якого горизонту або профілю загалом. Результатом процесу є утворення специфічного ґрунту кріотурбаційної будови.

Випинання ґрунту – це процес формування грубобрилуватого пухкого поверхневого шару, сольових кірок сульфатних солончаків.

Здуття ґрунту – вихід на поверхню тиксотропної ґрунтової маси в умовах кріогенезу.

Зоотурбація – це процес переміщення і перемішування ґрунтової маси тваринами-землериями.

Фітотурбація – це процес переміщення або перемішування ґрунтової маси різних горизонтів з розвитком кореневої системи рослин або внаслідок вітровальних лісових вивалів.

Гільгаїутворення (вертисолізація) – це специфічний складний педотурбаційний процес у вертисолях, який включає розтріскування ґрунту на значну глибину, поверхневе самомульчування, переміщення одних ґрунтових мас щодо інших по поверхнях ковзання (слікенсайдах) і утворення мікрорельєфу типу гільгаї.

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

3.6.7. Деструктивні ґрунтові процеси

Це група процесів, які спричиняють руйнування ґрунту як природного тіла і в кінцевому результаті – до його знищення. Усі ці процеси в своїй основі є геологічними. До них належать ерозія, дефляція, стягування ґрунту, седиментація (поховання).

Ерозія – це процес механічного руйнування ґрунту під впливом поверхневого стоку атмосферних опадів. Основним механізмом ерозії є не так вода, яка стікає по схилу, як руйнівна дія власне крапель води у випадку зливових дощів.

Стягування ґрунту – антропогенний процес поступового „оскальпування" ґрунтів верхніх частин схилів через механічне стягування ґрунтової маси орного шару в бік відкидання скиби з поступовим переміщенням її в нижні частини схилів (їхнє нарощування) при однобічному механізованому обробітку ґрунту впоперек схилу від підніжжя до вододілу. Наслідком такого процесу є антропогенна *пенепленізація* мезоформ рельєфу з чітко вираженим *оскальпуванням* ґрунтів привододільних частин схилів і їхнім механічним нарощуванням вверх в області шлейфа. Між двома суміжними схилами, на яких розвиваються процеси стягування ґрунту, утворюється втоплене міжсхилове лінійне зниження, так звані антропогенні „яри стягування".

Поховання ґрунту – це процес засипання ґрунту принесеним звідкілясь матеріалом до такої міри, що в ґрунті припиняється ґрунтотворний процес, і він перетворюється у фосилізоване геологічне тіло. Нове ж ґрунтотворення починається вже з поверхні принесеного матеріалу, яким перекрито похований ґрунт. Цей похований ґрунт трансформується в релікт.

3.7. Стадійність і типи ґрунтотворення

Стадія початкового ґрунтотворення (на скальних гірських породах її називають первинним ґрунтотворним процесом) зазвичай досить тривала, оскільки властивості ґрунтового тіла, характерні для розвинутих ґрунтів, ще не сформувались, потужність охопленого ґрунтотворенням субстрату мала, акумуляція елементів ґрунтової родючості відбувається повільно, біологічний колообіг речовини та енергії звужений і малоінтенсивний, внаслідок чого профіль ґрунту тільки трохи диференціюється на генетичні горизонти (*НР+Р*). Початок ґрунтотворення збігається з початком функціонування піонерних наземних екосистем (біогеоценозів) в умовах одночасної і взаємопов'язаної дії всіх чинників ґрунтотворення. Це може статись, наприклад, в результаті регресії моря і переходу донних відкладів у континентальний режим розвитку, звільнення суші від льодовиків, заселення організмами гірської породи, що опинилась на денній поверхні у результаті антропогенної діяльності (відвали кар'єрів, терикони тощо).

Вже на початковій стадії функціонування наземних екосистем у них формується біологічний колообіг з характерними для нього циклічними процесами продукування біомаси, її відмирання і часткового надходження органічної речовини у поверхневий шар материнської породи, розкладення органічних залишків, вибірковс вбирання біофільних елементів мінерального живлення із вихідного субстрату та іншими процесами, які протікають за участю автотрофних і гетеротрофних організмів, що складають біоценоз. Але на цій стадії ґрунтотворення характерною рисою біологічного колообігу є незначний його об'єм, що зумовлено низькою біологічною продуктивністю піонерних наземних екосистем, заселених переважно різними видами нижчих організмів (гриби, бактерії, водорості, лишайники).

Поряд з процесами, які протікають у рамках біологічного колообігу, на початкових стадіях ґрунтотворення відбуваються і протилежно спрямовані процеси небіологічної природи: фізичні, фізико-хімічні, хімічні, які відбуваються переважно на атомно-іонному, молекулярному і колоїдному рівнях (розчинення – осадження, випаровування – конденсація, сорбція – десорбція, пептизація – коагуляція, зволоження – висихання, нагрівання – охолодження, окислення – відновлення, дифузія, комплексоутворення тощо). Такі процеси можуть відбуватися не тільки у ґрунтах, але й у будь-яких інших природних середовищах. Це неспецифічні ґрунтові процеси, оскільки кожен з них окремо (за рідкісним винятком) не формує специфічних ґрунтових ознак, хоча в усіх ґрунтах і на всіх стадіях ґрунтотворення вони представлені досить широко. *Таку групу процесів, в результаті яких здійснюються елементарні акти перетворення і переміщення речовини в межах ізольованих ділянок ґрунтового профілю, називають мікро-*

процесами (за О. Роде), *або елементарними ґрунтовими процесами першого порядку* (за І. Герасимовим).

На початковій стадії ґрунтотворення ці процеси можуть протікати певною мірою незалежно один від одного. Вони ще не пов'язані в єдину систему процесів, які становлять біогеохімічний колообіг. Характерною рисою цієї стадії є наявність специфічних для ґрунтів процесів трансформації і перенесення речовин, які протікають у межах біологічного колообігу, за відсутності чітко виражених характерних ознак твердої фази субстрату, які б дали змогу зачислити його до ґрунту. Це своєрідна підготовча передґрунтова стадія. На заключному етапі цієї стадії між процесами, які належать до біологічного колообігу, і абіотичними мікропроцесами поступово досягається узгодженість і взаємозв'язок. У системі починає складатись біогеохімічний колообіг речовини та енергії, характерний для ґрунтів. Ґрунтові мікропроцеси, досягаючи певного рівня узгодженості та організації в просторі й часі, утворюють якісно нову групу процесів, які формують специфічні ґрунтові ознаки. Поява цих ознак засвідчує, що первинний ґрунт переходить в наступну стадію ґрунтотворення – стадію розвитку.

Розвиток ґрунту відбувається з наростаючою інтенсивністю, охоплюючи все більшу товщу ґрунтотворної породи, або кори вивітрювання, аж до формування зрілого повнопрофільного ґрунту з характерним для нього комплексом властивостей. До кінця цієї стадії процес поступово сповільнюється, тобто переходить до деякого рівноважного стану, який визначається комплексом чинників ґрунтотворення і внутрішніх ґрунтових властивостей.

Основна причина переходу до стадії розвитку полягає в тому, що різко зростає біопродуктивність наземних екосистем і об'єм біологічного колообігу внаслідок розширення масштабів діяльності вищих рослин. У результаті біологічного поглинання і трансформації речовини в організмах елементи повертаються в ґрунт (після закінчення життєвого циклу або в прижиттєвих виділеннях організмів) у складі якісно інших сполук, яких ніколи не було у вихідній породі і які за своїми властивостями, насамперед розчинністю, стають значно доступнішими для наступних поколінь живих організмів ґрунту і рослин. Це створює основу для подальшого розширення об'єму біологічного колообігу на цій стадії. Зазначимо, що зворотного процесу формування вихідних форм хімічних сполук здебільшого не відбувається.

На цій стадії ґрунтотворення формується певний фонд лабільних речовин, так званий резервний фонд, в якому вміст доступних для організмів елементів у кілька разів перевищує їхній можливий одночасний вміст у біоті (обмінний фонд).

Унаслідок трансформації ґрунтових мінералів і залучення в біологічний колообіг катіонів різних металів, а також азоту, в ґрунтах формується склад

обмінно-сорбованих катіонів, який включає калій, кальцій, алюміній, магній, марганець та інші необхідні для рослин макро- і мікроелементи.

Сукупність процесів, які протікають на цій стадії, веде не тільки до зміни речовинного складу ґрунтів, але й до істотного перетворення їхнього фізичного стану, зокрема складення твердої фази. В результаті діяльності кореневих систем рослин, ґрунтової фауни, мікроорганізмів у поєднанні з властивостями новоутворених сполук і деякими фізичними процесами у ґрунті виникає певна агрегованість твердої фази, з'являються специфічні ґрунтові новоутворення.

На стадії розвитку ґрунту в ньому формується біогеохімічний колообіг, який поєднує в собі біологічні та абіотичні процеси трансформації і масопереносу речовини. Ґрунтові мікропроцеси, поєднуючись і взаємодіючи між собою, утворюють якісно нові процеси – мезо- і макропроцеси (О. Роде).

Ґрунтові мезопроцеси, або елементарні ґрунтові процеси другого порядку (за І. П. Герасимовим), формують специфічні окремі властивості ґрунтів, але ще не типи ґрунтів. Це своєрідні горизонтоформуючі процеси, а саме – опідзолення, гумусова акумуляція, лесиваж, торфоутворення, агрегатоутворення тощо. Унаслідок сукупної дії ґрунтових мезопроцесів формуються специфічний речовинний склад і фізичні властивості ґрунтів, а також виникає просторова диференціація ознак, властивостей і процесів на агрегатному і горизонтному рівнях. Ґрунтові макропроцеси, або власне ґрунтотворні процеси, охоплюють не окремі морфони чи горизонти, а поширюються на всю товщу, охоплену ґрунтотворенням. Такі процеси ведуть до формування не окремих специфічних ознак чи генетичних горизонтів ґрунтів, а певних ґрунтових типів з властивою їм системою генетичних горизонтів: чорноземів, підзолів, солонців тощо. Ґрунтові макропроцеси формуються в результаті поєднання ґрунтових мезопроцесів в умовах специфічного прояву біогеохімічного колообігу речовини. Причиною профільної диференціації речовинного складу і властивостей ґрунтів є просторове розмежування по вертикалі ґрунтових мікро- і мезопроцесів міграції і акумуляції речовини, розчинення і осадження, окисно-відновних процесів, гумусоутворення, мінералізації органічної речовини, надходження опаду тощо.

Біологічний колообіг за участю вищих рослин на стадії розвитку ґрунту, на відміну від біологічного колообігу нижчих рослин на початковій стадії ґрунтотворення, має суттєву якісну особливість, яка створює передумови для профільної диференціації ґрунтів. Ця особливість полягає у відсутності просторового співпадання зони біологічного поглинання елементів мінерального живлення із зони ризосфери та зони їхнього повернення з опадом. Масштаби такого переміщення залежать від типу рослинних формацій, зокрема від локалізації кореневої системи рослин у ґрунті і місця локалізації

опаду відмерлих рослин. Найбільше це переміщення проявляється в лісових екосистемах.

Процес розвитку ґрунту відбувається у дві фази і характеризується своєрідною кінетикою (рис. 3.2). У фазі прискореного розвитку внаслідок розширення біологічного колообігу і масштабів прояву ґрунтових процесів кількісний рівень певних ознак і властивостей прогресивно зростає по ввігнутій кривій. З часом ґрунт поступово переходить у фазу сповільненого розвитку, для якої характерне зниження швидкості і масштабів накопичення відповідних ґрунтових ознак. Крива розвитку ґрунту набуває випуклої форми. Стадія розвитку завершується відносною стабілізацією і динамічним відтворенням типодіагностичних ознак і властивостей ґрунтів відповідно до екологічних можливостей біогеоценозу. За таких умов прогресивний розвиток цих ознак припиняється. Якщо ґрунт досяг рівноважного стану за головними ознаками (вміст гумусу, фонд лабільних елементів, потужність горизонтів, склад ґрунтово-вбирного комплексу тощо), тоді він переходить у наступну стадію ґрунтотворення – *стадію рівноважного функціонування, або клімаксу.* Час встановлення рівноваги для різних ґрунтових ознак і властивостей, а також для різних частин профілю є різним. Наприклад, у верхньому 5–10 см шарі ґрунту рівноважний склад ґрунтово-вбирного комплексу встановлюється через декілька років, рівноважний вміст гумусу може бути досягнутий за декілька десятиліть, тоді як руйнування алюмосилікатів у цьому ж шарі може досягти рівноваги через сотні років, а то й ніколи не досягається. Властивість ґрунтів набувати стану рівноваги за різними ознаками в різний час називають поліклімаксністю.

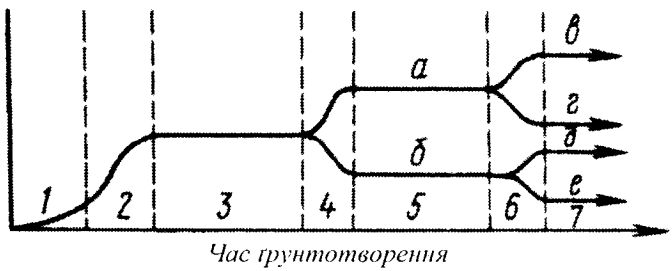


Рис. 3.2. Послідовність стадій і фаз ґрунтотворення (за Б. Г. Розановим, 1988):

1 – початкове ґрунтотворення; *2* – розвиток ґрунту; *3* – клімаксний стан I; *4* – еволюція ґрунту в напрямі *а* або *б*; *5* – клімаксний стан II (*а* або *б*); *6* – нова еволюція ґрунту в напрямі *в, г, д* або *е*; *7* – клімаксний стан III (*в, г, д* або *е*)

Часто ґрунти ніколи не досягають стадії рівноваги, оскільки стадія розвитку може тривати сотні, тисячі років і більше. За цей період можуть суттєво змінитись чинники ґрунтотворення (наприклад, клімат) або в процесі саморозвитку ґрунту відбудуться сукцесійні зміни, які змінять напрям ґрунтотворення. В такому випадку може скластись ситуація, що ґрунт, який досягнув клімаксного стану за окремими ознаками, знову перейде в нерівноважний стан за цими ж ознаками і почнеться нова фаза його розвитку, зумовлена змінами навколишнього природного середовища. Отже, тривала і складна стадія розвитку ґрунту протікає практично безкінечно і може бути перервана тільки знищенням ґрунту, або обмежена тривалою стабілізацією зовнішніх умов і відносною замкнутістю внутріґрунтових процесів. В останньому випадку ґрунти можуть досягти стану, близького до рівноважного із навколишнім середовищем, потенціал якого повністю освоюється ґрунтотворенням. Це проявляється у відносній стабілізації ґрунтових ознак, властивостей і процесів. Ґрунт переходить у фазу тривалого функціонування у зрілому стані.

Для зрілого ґрунту (3-я стадія) в природному біогеоценозі характерний біологічний колообіг елементів, кожен цикл якого приблизно повторює попередній, при цьому в колообіг залучаються сполуки й елементи, які раніше вже пройшли через цикли біологічного колообігу. На цій стадії залучення нових елементів із мінералів ґрунтотворної породи якщо і здійснюється, то в значно менших масштабах. Внаслідок таких особливостей функціонування ґрунту більшість його типодіагностичних ознак, його склад і властивості можуть бути відносно стабільними в часі. При цьому інтенсивність окремих трансформаційних процесів, наприклад оформлення карбонатного профілю чорноземів, може бути значно більшою, ніж на стадіях початкового ґрунтотворення чи розвитку ґрунту.

На стадії рівноважного функціонування ґрунту реалізуються всі групи ґрунтових процесів (мікро-, мезо- і макропроцеси, біологічні й абіотичні тощо). Біогеохімічний колообіг елементів відносно стабільний і сприяє відтворенню властивостей природних екосистем і ґрунту зокрема. Таке відтворення забезпечує відносну стабільність ґрунтів на стадії зрілого рівноважного функціонування.

Біосферні процеси в історико-геологічному плані надзвичайно динамічні. На певному етапі функціонування біогеоценозу клімаксна стадія ґрунтотворення змінюється еволюцією ґрунту в результаті саморозвитку екосистеми (автометаморфоз), в яку він входить як один із компонентів, або в результаті зміни одного чи декількох чинників ґрунтотворення (параметаморфоз) – клімату, рослинності, характеру ґрунтового зволоження – під впливом агротехнічних чи меліоративних заходів тощо. При цьому утво-

рюється новий ґрунт з новим профілем і новим комплексом властивостей. У такому випадку ґрунт утворюється не з ґрунтотворної породи, а з попереднього різновиду.

Еволюція ґрунтів може відбуватися у різних напрямах: шляхом наростання потужності ґрунту або її зменшення, засолення ґрунту чи його розсолення, деградації ґрунтової родючості або її наростання тощо. Черговий етап еволюції – це новий ґрунт або його новий стійкий стан, який, у свою чергу, змінюється новими еволюційними циклами.

Морфологічна будова ґрунту, його профіль – це консервативна ознака, яка повільно змінюється в часі та відображає характер і хід історії розвитку ґрунтотворення. Ґрунт і його ознаки змінюються повільніше, ніж такі мобільні компоненти ландшафту, як рослинність чи клімат. За таких змін деякі ґрунтові ознаки і властивості можуть зберегтися в його профілі від попередніх умов і фаз ґрунтотворення, будучи цілковито невластивими новим екологічним умовам функціонування ґрунту. Такі ознаки давнього ґрунтотворення називають реліктовими, а ґрунти з відповідними ознаками – полігенетичними. Практично в усіх ґрунтах простежуються ознаки сучасного і давнього ґрунтотворення, що дає змогу здійснити історико-генетичний аналіз ґрунтового профілю на основі докучаєвської концепції про ґрунт як „дзеркало ландшафту", а точніше – закодований хід історії його розвитку і сучасного стану.

Поняття про „ґрунт-пам'ять" і „ґрунт-момент" ввели в науку І. Соколов і В. Таргульян. Причому І. Соколов модифікував ці поняття, розділивши всі ґрунтові властивості на три категорії: „ґрунт-пам'ять" – консервативні властивості, що виникли на ранніх етапах ґрунтотворення; „ґрунт-відображення" – стійкі властивості, що сформувалися на сучасному етапі ґрунтотворення; „ґрунт-життя" – сучасні динамічні ґрунтові ознаки.

Практично всі ґрунти на земній поверхні, що мають голоценовий або плейстоцен-голоценовий вік (саме таких найбільше – до 90% ґрунтового покриву Землі), є полігенетичними. Усі ґрунти є полігенетичними ще й тому, що в зв'язку з їхнім сільськогосподарським освоєнням вони вимушені тривалий час функціонувати у нових, не властивих для них умовах ґрунтотворення, які суттєво відрізняються від природних і які спричинюють часто суттєві зміни властивостей і ознак ґрунтів, а інколи й корінну перебудову ґрунтового профілю. Моногенетичні ґрунти, що сформувались за незмінного стану чинників та умов ґрунтотворення, є найімовірніше винятком із загального правила. Моногенез – це ефемерна стадія в історії ґрунтотворення.

Полігенетичність сучасних денних ґрунтів пов'язана з загальним характером геологічної і геоморфологічної історії розвитку сучасної поверхні суші Землі, яка сформувалася у четвертинний час, зокрема – у плейстоцен-голоцені: 1) неодноразовими глобальними кліматичними і

ландшафтними змінами (чергування льодовикових і міжльодовикових епох, ксеротермічних плювіальних періодів); 2) неодноразовими тектонічними рухами різної амплітуди і спрямованості (чергування інтенсивної денудації і осадонагромадження, дренованості території і її підтоплення, літогенезу і педогенезу); 3) періодичними змінами (міграціями) природних ландшафтів відповідно до змін перших двох чинників (клімату, геолого-геоморфологічної ситуації); 4) антропогенною трансформацією ландшафтів на значній площі суші.

У сучасних ґрунтах, (зазвичай в одних більше, в інших менше) зберігаються ті чи інші ознаки давніх стадій і фаз ґрунтоутворення – релікти. Такими є, наприклад, сольові акумуляції в аридних ґрунтах за відсутності сучасної циркуляції розчинів і глибокого залягання ґрунтових вод; другий гумусовий горизонт у підзолистих і дерново-підзолистих ґрунтах; кротовини в сірих лісових ґрунтах; карбонатні журавчики в чорноземах; горизонти латериту у фералітних корах звітрювання тощо. При історико-генетичному аналізі ґрунтового профілю важливо розрізнити дві групи реліктів – літорелікти і педорелікти. Перші представляють собою властивості, успадковані від ґрунтотворної породи, а другі – властивості, успадковані від давніх стадій ґрунтотворення. Саме педорелікти характеризуються поняттям „ґрунт-пам'ять".

Контрольні запитання і завдання

1. *Дайте визначення поняття „ґрунтотворний процес".*
2. *Назвіть складові явищ ґрунтотворення.*
3. *Яка роль лишайників у процесі первинного ґрунтотворення?*
4. *Яка роль мохів в утворенні примітивних ґрунтів?*
5. *Охарактеризуйте суть великого геологічного колообігу речовин.*
6. *Яке значення малого біологічного колообігу речовин в утворенні ґрунту?*
7. *Які процеси належать до елементарних ґрунтових процесів?*
8. *Назвіть стадії розвитку ґрунту.*
9. *Дайте визначення поняття „полігенетичність ґрунтів".*
10. *Охарактеризуйте поняття „ґрунт-пам'ять" і „ґрунт-момент".*
11. *Які типи рослинних формацій Ви знаєте?*
12. *Що є енергетичним джерелом ґрунтотворення?*
13. *Яка кількість енергії витрачається на різні ґрунтові процеси?*
14. *Які показники входять в розрахунок енергетичного балансу ґрунтотворення?*
15. *Охарактеризуйте значення географічних чинників в енергетиці ґрунтотворення.*
16. *Дайте визначення поняття „елементарний ґрунтотворний процес".*
17. *Охарактеризуйте біогенно-акумулятивні процеси.*

18. Які процеси вирізняють серед гідрогенно-акумулятивних?
19. В чому полягає суть педотурбаційних ґрунтових процесів?
20. Охарактеризуйте роль і значення деструктивних ґрунтових процесів.
21. В чому полягає стадійність процесу ґрунтотворення?

Література

1. Владыченский А. С. Особенности горного почвообразования / А. С. Владыченский. – М. : Наука, 1998. – 192 с.
2. Геннадиев А. Н. Почвы и время: модели развития / А. Н. Геннадиев. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1990. – 227 с.
3. Герасимов И. П. Основы почвоведения и географии почв / Герасимов И. П., Глазовская М. А. – М. : Географгиз, 1960. – 490 с.
4. Зайдельман Ф. Р. Процесс глееобразования и его роль в формировании почв / Ф. Р. Зайдельман. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1998. – 300 с.
5. Козловский Ф. И. Современные естественные и антропогенные процессы эволюции почв / Ф. И. Козловский. – М. : Наука, 1991. – 196 с.
6. Крупеников И. А. Черноземы Молдовии // Черноземы СССР / И. А. Крупеников. – М. : Колос, 1974. – С. 282–524.
7. Муха В. Д. Агропочвоведение / В. Д. Муха, Н. И. Картамышев, Д. В. Муха. – М. : Колос, 1994. – 527 с.
8. Память почв / [отв. ред. В. О. Таргульян, С. В. Горячкин]. – М. : Изд-во ЛКИ, 2008. – 692 с.
9. Позняк С. П. Орошаемые черноземы юго-запада Украины / С. П. Позняк. – Львов : ВНТЛ, 1997. – 240 с.
10. Полупан М. І. Визначник еколого-генетичного статусу та родючості ґрунтів України / М. І. Полупан, В. Б. Соловей, В. І. Кисіль, В. А. Величко. – К. : Колообіг, 2005. – 304 с.
11. Почвоведение. Почва и почвообразование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Г. Д. Белицина, В. Д. Васильевская, Л. А. Гришина и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 1. – 400 с.
12. Почвообразовательные процессы. – М. : Почвенный институт им. В. В. Докучаева, 2006. – 510 с.
13. Роде А. А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв / А. А. Роде. – М. : ОГИЗ, 1947. – 142 с.
14. Соколов И. А. Почвообразование и экзогенез / И. А. Соколов. – М. : Изд-во Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1997. – 243 с.
15. Таргульян В. О. Структурный и функциональный подход к почве: почва-память и почва-момент / В. О. Таргульян, И. А. Соколов // В кн. Математическое моделирование в экологии. – М. : Наука, 1978. – С. 17–33.
16. Хитров Н. Б. Генезис, диагностика, свойства и функционирование глинистых набухающих почв Предкавказья / Н. Б. Хитров. – М., 2003. – 505 с.

17. Шоба С. А. Морфогенез почв таежно-лесной зоны / С. А. Шоба. – Москва : НИА – Природа, 2007. – 300 с.
18. Элементарные почвообразовательные процессы : опыт концептуального анализа, характеристика, систематика. – М. : Наука, 1992. – 184 с.

Розділ 4

МОРФОЛОГІЯ ҐРУНТІВ

Ґрунт за зовнішніми морфологічними особливостями дуже відрізняється від інших тіл природи, зокрема від гірських порід. Зовнішній вигляд ґрунту, тобто його морфологія, є відображенням ґрунтотворного процесу. Вивчення морфології ґрунту дає змогу виявити основні процеси, які відбуваються у ґрунті, і визначити тип ґрунту. В результаті процесу ґрунтотворення ґрунт поділяється на генетичні горизонти і набуває тільки йому властивих зовнішніх морфологічних ознак. Правильне розуміння зовнішніх, морфологічних особливостей неможливе без поглибленого вивчення внутрішніх якостей і властивостей ґрунту. Важливими є не тільки констатація тих чи інших зовнішніх ознак у складі та будові природних тіл (ґрунтів) і їхній опис, але й правильне наукове обґрунтування усіх зовнішніх ознак. Тому опис і вивчення морфології невід'ємні від дослідження внутрішніх процесів і властивостей. Основні уявлення про морфологію ґрунтів започатковані В. В. Докучаєвим і детально розроблені С. А. Захаровим, Б. Г. Розановим, Г. С. Гринем та іншими.

До головних морфологічних ознак ґрунту належать: будова ґрунтового профілю, потужність ґрунту і його окремих горизонтів, забарвлення (колір), гранулометричний склад, структура, складення, новоутворення і включення, характер переходу між генетичними горизонтами, характер і глибина закипання від хлоридної кислоти.

4.1. Генетичний профіль ґрунту

Ґрунтова товща не є зовсім однорідною масою, а завжди складається з чергування різних за забарвленням, щільністю, структурою та іншими ознаками шарів, або, як прийнято називати в науковій літературі, генетичних горизонтів ґрунту, які відрізняються від підстеляючих гірських порід. Сукупність гене-

тичних горизонтів утворює той чи інший генетичних профіль ґрунтів. Будова ґрунтового профілю – це його зовнішній вигляд, зумовлений визначеною зміною горизонтів у вертикальному напрямі.

Розчленування початково однорідної товщі ґрунтотворної породи на виокремлені горизонти і формування ґрунтового профілю є результатом процесів, що протікають у ґрунтах. Серед цих процесів виокремлюють три групи: руйнування первинних мінералів гірських порід та утворення нових мінеральних сполук, що зумовлює формування мінеральної частини ґрунтової маси, яка за багатьма зовнішніми і внутрішніми властивостями відрізняється від гірських порід; накопичення в складі ґрунтової маси рослинних і тваринних залишків, які розкладаються і перетворюються в різні органічні речовини, зумовлюючи формування органічної частини ґрунтової маси; переміщення в межах ґрунтової товщі різноманітних продуктів вивітрювання і ґрунтотворення – мінеральних, органічних, органо-мінеральних. Усі ці три групи процесів відбуваються в ґрунтовій товщі одночасно, у взаємозв'язку і взаємній зумовленості.

Залежно від умов залягання ґрунтів формується сукупність ґрунтових горизонтів, які утворюють різні профілі ґрунтів.

Генетичний профіль ґрунту – це реальне тіло природи в трьох вимірах. Головним для профілю ґрунту є його єдність і генетична цілісність. Усі горизонти в профілі взаємопов'язані і зумовлені. За характером співвідношення генетичних горизонтів усі ґрунтові профілі поділяють на дві великі групи: прості й складні, в межах яких вирізняють декілька типів будови. У групі простих профілів виокремлюють такі типи будови: примітивний, неповнорозвинутий, нормальний, порушений.

Ґрунти на початкових стадіях ґрунтотворення мають примітивний профіль, слабо диференційований на горизонти. Поверхневий горизонт лежить безпосередньо на материнській породі. Його потужність становить декілька сантиметрів, горизонт сильнощебенюватий. Примітивний профіль мають деякі гірсько-лучні ґрунти, слаборозвинуті ґрунти на пухких породах.

На щільних масивно-кристалічних породах або на крутих схилах формуються ґрунти з неповнорозвинутим профілем, в якому є набір генетичних горизонтів з малою потужністю або деякі з цих горизонтів можуть зникати. Загальна потужність ґрунту невелика. Неповнорозвинутий профіль характерний для багатьох гірських ґрунтів, таких як гірські чорноземи, гірські буроземи, гірські підзолисті та інші.

Найширше розповсюджений нормальний тип будови ґрунтового профілю. У профілі вирізняють повний набір генетичних горизонтів для конкретного типу ґрунтотворення. Це профіль зрілих ґрунтів, які мають значний абсолютний і відносний вік.

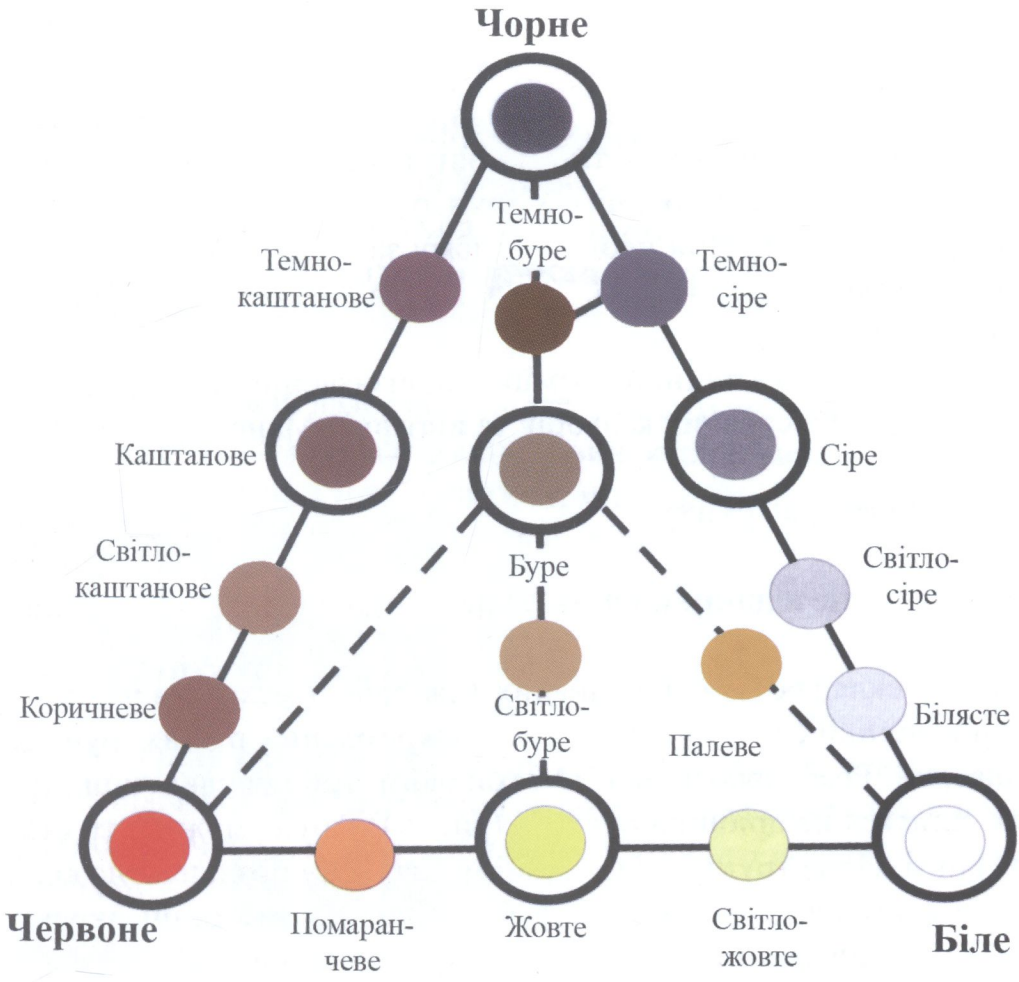


Рис. 4.1. Типи забарвлення ґрунтів (трикутник С. О. Захарова)

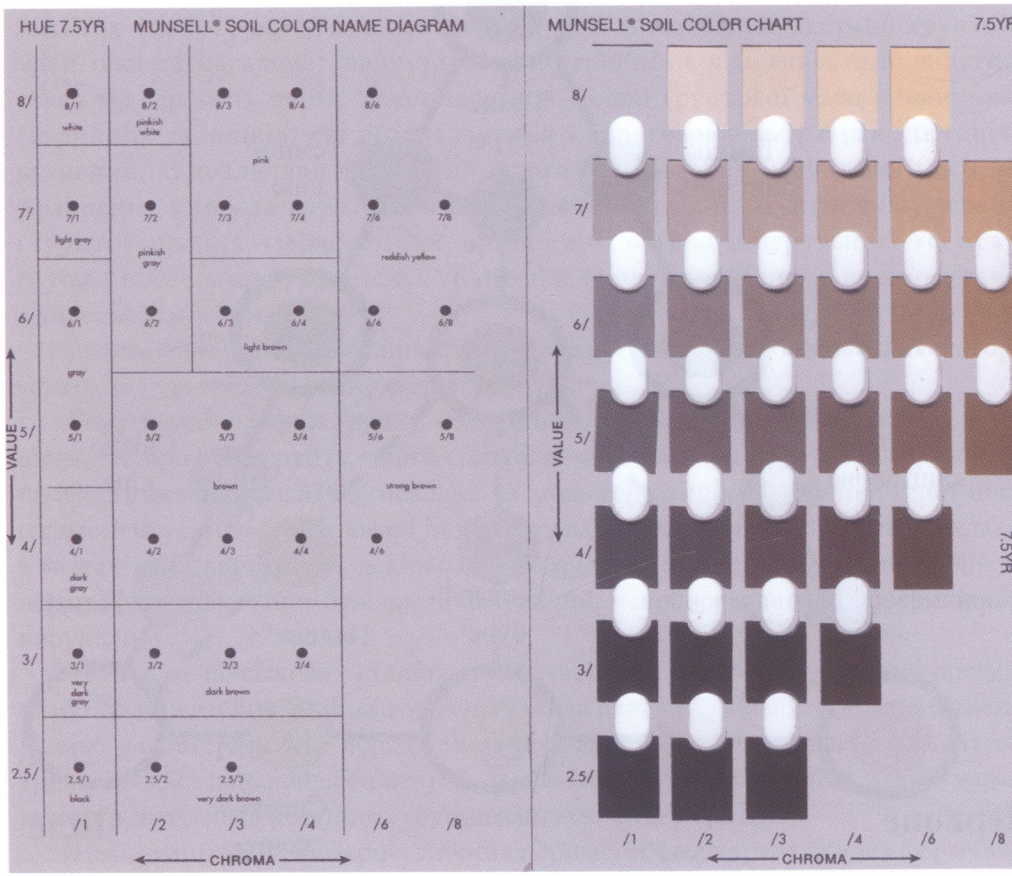


Рис. 4.2. Шкала Манселла (фрагмент)

Ґрунти, які зазнають водної, вітрової ерозії, характеризуються порушеним профілем, в якому відсутня частина або весь верхній горизонт, частина або повністю перехідний горизонт.

До складних профілів ґрунту належать: реліктовий, багаточленний, поліциклічний, перевернутий і мозаїчний.

Реліктовий профіль виглядає як два самостійні профілі, накладені один над іншим, із яких нижній є похованим (або реліктовим), а верхній – сучасним. Ґрунти з реліктовим профілем трапляються на терасах у річкових долинах, у районах інтенсивної еолової діяльності, а також поблизу вулканів.

Багаточленний профіль формується на багаточленних ґрунтотворних породах різної будови. Такі ґрунти характерні для територій поширення материкового зледеніння, де чітко проявляється шаруватість поверхневих наносів.

Поліциклічний профіль характерний для ґрунтів, які формуються в умовах періодичного відкладання ґрунтотворного матеріалу. Цей профіль характерний для заплавних ґрунтів.

Перевернутий профіль характерний для ґрунтів, в яких нижній горизонт штучно переміщений на поверхню і перекриває природний поверхневий горизонт. Такі профілі поширені на ріллі, коли глибокою оранкою наверх вивертається горизонт, який залягає нижче, а верхній скидається вниз при перевертанні пласта.

Мозаїчний профіль утворюється в умовах значної комплексності ґрунтового покриву. Характеризується добре вираженою просторовою неоднорідністю ґрунтового профілю з наявністю морфологічних елементів різної форми і забарвлення, розміром від одного до кількох сантиметрів. Профіль, як і генетичні горизонти, плямистий, строкатий, мозаїчний за забарвленням.

Різноманітність ґрунтових профілів визначається не тільки за співвідношенням різних генетичних горизонтів, але й за характером розподілу ґрунтової речовини, що відображається певним чином і в морфологічних ознаках ґрунту. За співвідношенням генетичних горизонтів і типами розподілу речовин виділяють такі групи генетичних типів профілів ґрунтів: недиференційований (примітивний), ізогумусовий, метаморфічний, елювіально-ілювіальний диференційований, гідрогенно-диференційований, кріогенно-диференційований.

4.2. Діагностичні горизонти ґрунту

Ґрунтовий горизонт *– це шар всередині ґрунту, який приблизно паралельний поверхні і має властивості, які є результатом процесів ґрунтотворення і відрізняються від властивостей прилеглих шарів.* Генетичні горизонти зовнішньо добре розрізняються. Їх вирізняють за забарвленням, гранулометричним складом,

складенням, щільністю, характером новоутворень і включень, тобто за сукупністю морфологічних ознак.

Для позначення генетичних горизонтів ще з часів В. В. Докучаєва використовують великі літери латинського алфавіту: *А* – гумусові горизонти, *В* – перехідні, *С* – ґрунтотворна порода, не змінена ґрунтотворенням.

З розвитком науки ґрунтознавства система горизонтів отримала ширшу індексацію, в якій використовують великі й малі літери латинського алфавіту, арабські та римські цифри.

В Україні академік О. Н. Соколовський розробив детальну систему індексів генетичних горизонтів, яку успішно використовують. За визначенням українських ґрунтознавців, ***генетичні горизонти*** *– це взаємопов'язані горизонтальні шари, які якісно відрізняються від вихідної породи, є продуктом її видозмінення ґрунтотворними процесами і володіють визначеними функціональними властивостями.*

У світовому ґрунтознавстві не існує єдиного підходу до діагностики й індексації різних генетичних ґрунтових горизонтів. Були спроби уніфікувати символи генетичних ґрунтових горизонтів, в основу яких покладено систему символів ФАО для світового ґрунтового знімання (*USDA*, 1951; *WRB*, 1994). Порівняльну характеристику різних систем індексації генетичних горизонтів подано в таблиці 4.1.

Ґрунтознавці України виокремлюють також специфічні горизонти: *Pf* – псевдофіброві, які складаються з тонких бурих, червонувато-бурих ущільнених прошарків (псевдофібрів) товщиною 1–3 см, забарвлення яких зумовлене наявністю оксидів заліза; *R* – ортзандові, складаються зі зцементованого оксидами заліза піску, вони червонуватого кольору, щільні, безструктурні; *Rg* – ортштейнові, червонувато-коричневі, збагачені глиною, півтораоксидами, гелями кремнію, тверді; *М* – мергелясті горизонти лучного мергелю гідрогенного походження з вмістом карбонатів Са і Mg від 30 до 50%; *Sl* – солонцевий горизонт, в якому інтенсивно диспергована і пептизована ґрунтова маса за рахунок значного вмісту ввібраних натрію і магнію, стовпчастої чи призматичної структури.

Додатковими символами позначаються окремі ознаки та властивості ґрунтових горизонтів: *к* – карбонати, *g* – наявність кристалів гіпсу, *s* – наявність легкорозчинних солей, *г* – наявність м'яких залізисто-марганцевих конкрецій, *п* – наявність твердих залізисто-марганцевих конкрецій; *кп* – наявність карбонатних конкрецій, *q* – наявність твердих безкарбонатних порід, *gк* – наявність уламків твердих карбонатних порід, *f* – наявність вохри, *z* – наявність копролітів, червоточин, кротовин, *dn* – наявність ерозії (денудації), *dl* – делювіальні наносні горизонти на поверхні ґрунту, *de* – еолові наносні горизонти на поверхні ґрунту, *а* – орні горизонти (від лат. *arvum* – поле); *ag* – насипні рекультивовані горизонти (*agger* – насип), *pl* – плантажовані горизонти, *mo* – ознаки, пов'язані зі зрошенням, *m* – ознаки, пов'язані з осушенням.

Таблиця 4.1

Порівняльна таблиця різних систем індексації генетичних горизонтів (Ґрунтового інституту ім. В. В. Докучаєва (1959, система I), В. А. Ковди та інших (1988, система II), сучасна російська індексація згідно з новою класифікацією ґрунтів Росії (2000, система III), система українських ґрунтознавців (1980, система IV))

Системи				Назва	Діагностика
I	II	III	IV		
1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*
I група – поверхневі органогенні горизонти					
Ат	Т	Т, J	Т	Торф'яний	Формується на поверхні, але простежується іноді і в товщі профілю, характеризується консервацією органічної речовини без перетворення в гумус або без мінералізації, містить понад 70% рослинних решток (деревинних, мохових, трав'яних), видимих неозброєним оком, різного кольору – бурого, коричневого, жовтого залежно від типу рослинності й ступеня її розкладу
–	ТА	–	ТН	Торф'яно-перегнійний	Складається із сильно розкладених гуміфікованих (невидимих оком) рослинних решток, чорний, маститься, нестійкої пилувато-зернистої або грудкуватої структури, постійно або періодично насичений водою
–	АТ	Н	НТ	Перегнійний	Поверхневий горизонт чорного кольору з умістом органічної речовини 30–70%, складається з добре розкладених органічних залишків і гумусу з домішками мінеральних компонентів, безструктурний, маститься, м'який, пухкий
–	ТА	TR	ТС	Торф'яно-мінералізований	Складається з інтенсивно роздроблених мінералізованих і обвуглених рослинних залишків (найдрібніші залишки видимі), попелоподібний, гідрофобний, легко розвіюваний, трапляється на переосушених торф'яниках
$А_о$	О	О	$Н_о$	Органічний акумулятивний	Малопотужний, до 15 см, поверхневий шар органічної речовини, що розкладається, нерозкладені й напіврозкладені залишки видимі оком, у нижній частині частково перемішаний із мінеральними компонентами, розділяється на:
$А_о$	–	–	$Н_л$	лісову підстилку	– суцільний килим, що покривас поверхню грунту в лісі;
–	–	–	$Н_с$	степову повсть	– формується в степах;
–	$А_о$	–	$Н_д$	дернину	– мінеральний гумусово-акумулятивний поверхневий горизонт, що формується під трав'яною рослинністю, складається на 0,5 і більше об'єму з живих коренів, сірий, пухкий

Продовження табл. 4.1

1	2	3	4	5	6
II група – поверхневі мінеральні горизонти					
A_1	A	AY, AU	H	Гумусовий	Мінеральний горизонт акумуляції гуміфікованої органічної речовини (гумусу), рівномірно розміщеної й тісно зв'язаної з мінеральною частиною, найтемніше забарвлений у профілі (сірий, темно-сірий, інколи – коричневий або бурий колір), з великим (до 15–20%) вмістом гумусу, звичайно розташований у верхній частині профілю, найчастіше добре оструктурений грудкувато-зернистий, грудкуватий, зернистий, інколи – домішки інших типів структур, пухкий
Ап	A_p	PY, PU	$H_{орн}$	Орний	Змінений тривалим обробітком у землеробстві поверхневий горизонт орних ґрунтів, сформований з одного або декількох різних ґрунтових горизонтів, від нижніх завжди відділяється ясною рівною границею, пилуватий, зернисто-пилуватий; пухкий
A	A_{al}	–	–	Водоростева кірочка	Поверхнева добре відшаровувана кірочка водоростей і їх залишків, чорна в сухому стані й зелена при зволоженні, з великою домішкою мінеральних частинок, потужністю декілька міліметрів, характерна для пустельних ґрунтів
–	K	–	–	Кірковий	Світла крихка кірочка потужністю до 5 см, розтріскана, легко відділяється від ґрунту, що лежить під нею
–	Q	–	–	Підкірковий	Лежить звичайно під кіркою, світло-забарвлений, сильно пористий, шаруватий або лускуватий, у пустельних ґрунтах
–	S	–	–	Сольова кірка	Біла кірка солей або значні їх висвіти на поверхні ґрунту
III група – підповерхневі горизонти					
A_2	E	EL	E	Елювіальний	Збіднений внаслідок вимивання органічних і мінеральних речовин, білястий, світло-сірий або палевий, пластинчастий або плитчастий, пухкий. Поділяється на:
A_2	E	E	E	підзолистий	– освітлений, білястий; залягає у верхній частині профілю під *T*, H_o, *H* або $H_{орн.}$; формується під впливом опідзолення, тобто кислотного розкладення мінеральної частини, продукти якого виносяться з цього горизонту; пухкий, плитчастий, лускуватий або безструктурний
–	–	AEL	He	опідзолений	– сірий, білястий, грудкувато-горіхуватий або із зачатками пластинчастої структури, із присипкою SiO_2, характеризується слабовираженим процесом опідзолення

Закінчення табл. 4.1

1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*
A_2	E	–	E	осолоділий	– освітлений, білястий, розташований у верхній частині профілю з поверхні або під *H*, формується під впливом осолодіння, тобто лужного розкладу мінеральної частини в результаті входження Na в ГПК (ґрунтово-поглинальний комплекс) і дальшого його заміщення воднем, виносу вниз продуктів розкладу й мулу; плитчастий, лускуватий або безструктурний, пухкий
B	B	–	I	Ілювіальний	Збагачений глинистими частинками, бурувато-коричневий, темно-сірий, щільний, призматичний, горіхуватий, стовпчастий або безструктурний, розташований під *E* в середній частині профілю, характеризується накопиченням глини, аморфних продуктів, півтораоксидів. Виділяють з інтенсивно пептизованою ґрунтовою масою, збагачений рухомими глинами, кремнеземом, органічною рухомою речовиною, сірого або чорного кольору, стовпчастої або призмоподібної структури, у сухому стані дуже твердий, щільний, у вологому – безструктурний, в'язкий
–	B_l	BI	–	Глинисто-ілювіальний	
–	B_{Fe}	BF	–	Залізисто-ілювіальний	
–	B_h	BH	–	Гумусово-ілювіальний	
–	B_{na}	BSN	SI	Солонцевий	
–	B_{Ca}	BSA	–	Карбонатно-ілювіальний	
–	B_{Sa}	S	–	Сольовий	
–	B_{GS}	–	–	Гіпсовий	
B	B	BM	–	Метаморфічний	Збагачений глинистими частинками, з буруватим відтінком, утворений при трансформації мінералів ґрунту на місці. Поділяють на метаморфічний та сіалітно-метаморфічний
–	B_m	–	–	Сіалітно-метаморфічний	
G	G	G, Q	Gl	Глейовий	Мінеральний або органо-мінеральний суцільний або строкатий горизонт яскраво-синього, голубого, сизого або оливкового кольору, безструктурний, формується при заболоченні ґрунтів, постійному перенасиченні водою
–	–	g, q, ox	Gl	Глеюватий	Будь-який горизонт, в якому є окремі сизі або сизуваті плями
IV група – підґрунтові горизонти					
C	C	C	P	Материнська порода	Гірська порода, з якої сформувався ґрунт, горизонт подібний на ґрунт літологічно, але не має його ознак; *P* – материнська порода, тобто порода, з якої сформувався певний ґрунт
D	D	D	D	Підстилаюча порода	Порода, що залягає нижче ґрунтотворної; *D* – підстилаюча порода, яка залягає нижче від материнської

Коли в різних частинах горизонту проявляється засолення, наявність карбонатів чи літогенних включень, то в позначенні горизонту цей символ пишуть через косу риску (наприклад, *Р/к*, *Hp/gl*). Якщо новоутворення чи включення або інша ознака виражені слабо, символи пишуть у дужках (наприклад, *Р(h)*, *H(e)*). Поховані горизонти записують у квадратних дужках: [*H*], [*HT*].

Антропогенно трансформовані горизонти, які за своїми властивостями мало відрізняються від природних, позначають аналогічними символами до природних, але перед ними ставлять символ ознак, пов'язаних з антропогенною діяльністю. Наприклад, вторинно-осолонцьований унаслідок зрошення мінералізованими водами горизонт – *moSl*; вторинно оглеєний за рахунок підняття ґрунтових вод при зрошенні – *moHPgl*; торф'яно-мінеральний, утворений внаслідок переосушення торф'яників – *mTC* та інші.

Символи повинні відображати ступінь вираження певної ознаки. Наприклад, значну гумусованість позначають символом *H*, незначну – *h*, мізерну – (*h*). Символ горизонту *HIe* означає, що гумусово-ілювіальний горизонт має ознаки слабкої елювійованості, а символ *HPi* вказує на слабку ілювійованість.

Символи генетичних горизонтів, прийняті в Україні, важко порівнювати з символами генетичних горизонтів, які прийняті в світовому ґрунтознавстві. Вони потребують кореляції з символами „Світової бази даних ґрунтових ресурсів" (*World Base for Soils Resurses*).

Здебільшого генетичні горизонти різних ґрунтів пов'язані єдністю ґрунтотворного процесу, а їхня відмінність зумовлена ступенем вираженості або поєднання з іншими процесами. Подібність і відмінність є підставою для виокремлення серед багатьох реальних форм генетичних горизонтів типів і підтипів.

За Б. Г. Розановим (1983), виділяють такі типи і підтипи генетичних горизонтів ґрунтів:

Органогенні горизонти, до яких належать торфовий, лісова підстилка, степова повсть, кірка водоростей, дернина, гумусовий горизонт, перегнійний горизонт, орний горизонт;

елювіальні горизонти – опідзолений, лесивований, осолоділий, елювіально-глеєвий, сегрегований, кірковий.

Ілювіальні горизонти, до яких належать підтипи: ілювіально-акумулятивний, ілювіально-глинистий, ілювіально-гумусовий, ілювіально-залізистий, ілювіально-*Al-Fe*-гумусовий, солонцевий, солонцюватий, надмерзлотно-ілювіальний, підплужний, ілювіально-метаморфічний.

Тип *метаморфічних горизонтів* поділяють на такі підтипи: сіалітно-метаморфічний, фералітно-метаморфічний, злитий, фраджіпановий.

До *акумулятивних (гідрогенно-акумулятивних) горизонтів* належать такі підтипи: агроіригаційний, сольовий, гіпсовий, карбонатний, озалізнений, окремнілий, конкреційний.

Тип *кіркових горизонтів* поділяють на: пустельний панцир, сольова, гіпсова, карбонатна, кремнієва кірки, плінтит, латерит.

Глейові горизонти поділяють на такі підтипи: вівіанітово-глейовий (болотний глей), глауконітово-глейовий (маршевий), ґрунтово-глейовий, сульфідно-глейовий, надмерзлотно-глейовий, внутріґрунтовий глей (псевдоглей), атмосферний глей (стагноглей), схиловий, або висячий, глей (амфіглей), рисовий глей, глеюватий горизонт.

До *динаморфних* (*турбаційних*) *горизонтів* належать: самомульчований, тиксотропний, кріотурбаційний і переритий.

До *підґрунтових горизонтів* належать материнська (ґрунтотворна) порода і підстеляюча порода.

Кожен з генетичних горизонтів може бути розділений на підгоризонти залежно від ступеня вираженості його властивостей і прояву головного процесу, з яким відбувалося його утворення. В процесі поступової зміни горизонтів або за наявності різковиражених язикуватих меж виділяють перехідні горизонти, які характеризуються ознаками як верхнього, так і нижнього горизонтів.

Окрім генетичних горизонтів, які формують ґрунтовий профіль, у ньому можлива наявність горизонту ґрунтової води або постійної мерзлоти.

У світовому ґрунтознавстві, крім поняття про генетичний горизонт, використовують поняття про діагностичний горизонт, під яким розуміють той ґрунтовий горизонт, для якого характерні визначені властивості й ознаки, що використовуються для ідентифікації ґрунту.

4.3. Характер переходів між генетичними горизонтами

Важливе генетичне значення має характер переходів між горизонтами в профілі ґрунтів. Характер переходу в профілі визначається типом, віком та інтенсивністю ґрунтотворення відповідно до комплексу чинників навколишнього середовища.

За формою вирізняють вісім основних типів меж між генетичними горизонтами (рис. 4.3).

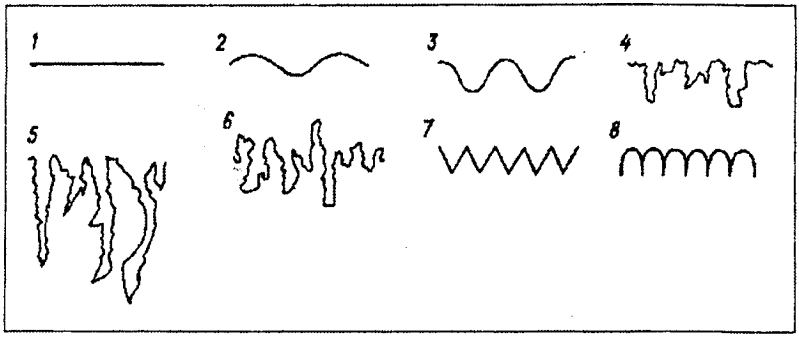


Рис. 4.3. Основні типи меж між ґрунтовими горизонтами: *1* – рівна; *2* – хвиляста; *3* – кишенькова; *4* – язикувата; *5* – затічна; *6* – розмита; *7* – пилкова; *8* – штахетна

Рівна межа характерна для слабо диференційованих ґрунтів, зокрема в нижніх частинах ґрунтового профілю. Така форма трапляється у випадку поступового переходу між горизонтами.

Хвиляста межа часто характеризує нижню частину гумусового горизонту в лісових ґрунтах, а також в орному горизонті, зокрема на освоюваних цілинних або перелогових землях. Залежно від умов така межа може бути дрібнохвилястою (довжина хвилі < 5 см), середньохвилястою (довжина хвилі 5–10 см) і крупнохвилястою (довжина хвилі > 10 см).

Кишенькова межа характерна для нижньої границі гумусового горизонту степових ґрунтів. Кишеньковою форма границі є у випадку, якщо відношення глибини до ширини затіків становить 0,5–2. Межа є *хвилястою*, коли це відношення менше 0,5, а якщо воно більше 2, то межу називають *язикуватою*. Межа може бути дрібнокишеньковою (ширина кишень не перевищує 5 см) і великокишеньковою (ширина кишень – понад 10 см).

Язикувата межа характерна для нижньої частини елювіальних горизонтів. Язикуватість профілю характерна для дерново-підзолистих ґрунтів, а також для гумусового горизонту чорноземів Сибіру. Вертикальна тріщинуватість, призмоподібна структура сприяють появі язикуватості в профілі ґрунтів. Межа може бути дрібноязикуватою (глибина язика до 5 см) і глибокоязикуватою (глибина язиків більше 10 см).

Затічна межа характерна для ґрунтів з затічним характером гумусу, що характерно для кріогенних ґрунтів, змитих ґрунтів, а також може сформуватися під впливом біологічного чинника: затіки гумусу по ходах коренів або землерийних тварин.

Розмита межа характерна для ґрунтів з сильним вираженням елювіального процесу, зокрема для сильнопідзолистих ґрунтів.

Пилкова межа інколи трапляється в підзолистих ґрунтах на структурних глинах.

Штахетна межа трапляється доволі рідко. Це межа між осолоділим і стовпчастим горизонтами в солонцях при добрій вираженості стовпчастої структури солонцевого горизонту.

За характером переходу між горизонтами, за ступенем його вираженості на межах вирізняють такі *види переходів: різкий, ясний, помітний, поступовий.*

Важливе значення для генетичної інтерпретації ґрунтового профілю має характер межі та тип переходу між ґрунтом і підґрунтям.

4.4. Потужність ґрунтового профілю і ступінь диференціації

Потужність ґрунту *– це сумарна потужність усіх горизонтів, які входять до профілю, аж до підґрунтя або материнської породи.* Умовно всі ґрунти за потужністю профілю (до підґрунтя) розділяють на такі градації:

малопотужні	< 50 см;
середньопотужні	50–100 см;
потужні	100–150 см;
надпотужні	150–200 см.

Ці градації є корисними для загальної характеристики ґрунтового покриву певної території, але не мають класифікаційного та діагностичного значення.

У класифікаційному плані поняття потужності використовують для виділення видів ґрунту за ступенем розвитку ґрунтотворного процесу. Ці градації повинні бути розроблені для кожного типу ґрунтотворення. Переважно враховують не всю потужність ґрунтового профілю, а певних горизонтів. Зокрема, для чорноземів, лучних і лучно-чорноземних ґрунтів потужність характеризується гумусових горизонтом:

чорнозем малопотужний вкорочений	< 25 см;
малопотужний	25–40 см;
середньопотужний	40–80 см;
потужний	80–120 см;
надпотужний	> 120 см.

Ступінь диференціації ґрунтового профілю є важливим морфологічним і діагностичним показником і має важливе значення для встановлення ґенези ґрунту. Диференціація профілю визначається типом ґрунтотворення, проте в межах одного типу суттєво залежить від віку ґрунтотворення і характеру ґрунтотворної породи.

При польовому описі ґрунту, виходячи з будови ґрунтового профілю, визначають ступінь диференціації, використовуючи терміни *слабо*, *середньо* і *сильно диференційований* ґрунт. Важливіше значення має кількісна характеристика ступеня диференціації профілю. Для розрахунків ступеня диференціації профілю ґрунту запропоновані різні методи, що мають свої переваги й недоліки.

Ступінь диференціації ґрунтового профілю визначають за вмістом гумусу, карбонатів, гіпсу, водорозчинних солей, півтораоксидів, тоді як загальну диференціацію ґрунтового профілю вираховують за відношенням вмісту мулуватих частинок у перехідному горизонті до їхнього вмісту в горизонті *Н*. Розрахунок здійснюють за формулою (Б. Г. Розанов, 1975):

$$S = \frac{P_i \cdot Д_i}{P_н \cdot Д_н},$$

де *Рн* – відсотковий вміст мулу в горизонті *Н*;

Рі – відсотковий вміст мулу в горизонті *І*;

Дн – щільність будови горизонту *Н*;

Ді – щільність будови горизонту *І*;

S – косфіцієнт диференціації профілю.

Відповідно до величини показника *S* ґрунти за ступенем диференціації профілю можуть бути розділені на такі групи:

недиференційовані	горизонт *І* в профілі відсутній, а профіль має будову *НР;*
слабо диференційовані	*S* = 0,7–1,3;
середньо диференційовані	*S* = 1,3–1,6;
сильно диференційовані	*S* = 1,6–2,0;
різко диференційовані	*S* > 2,0.

4.5. Складення ґрунту

Складенням ґрунту *називають фізичний стан ґрунтового матеріалу, зумовлений взаємним розташуванням і співвідношенням у просторі твердих частинок і пов'язаних з ним пор.* Це зовнішнє вираження щільності і пористості ґрунту.

За щільністю розрізняють ґрунти: *дуже щільні (злиті)*, що характерно для ілювіальних горизонтів солонців і зцементованих озалізнених горизонтів підзолистих ґрунтів; *щільні* – характерні для ілювіальних горизонтів суглинкових і глинистих ґрунтів; *пухкі* – таке складення характерне для орних горизонтів, а також для поверхневих горизонтів супіщаних і піщаних ґрунтів; *розсипчасті* – характерне для орних горизонтів супіщаних і піщаних ґрунтів, оскільки в них гранулометричні елементи не зцементовані і в сухому стані становлять сипучу масу.

Пористість *характеризується формою і розмірами пор всередині структурних агрегатів або між ними.*

Залежно від розміру і розташування пор всередині структурних окремостей розрізняють такі типи складення: *тонкопористе* – у ґрунті наявні пори діаметром менше 1 мм; *пористе* – діаметр пор від 1 до 3 мм; губчасте – в ґрунті трапляються пустоти від 3 до 5 мм; ніздрювате – в ґрунті містяться пустоти від 5 до 10 мм; *комірчасте* – пустоти перевищують 10 мм (трапляються в тропічних і субтропічних ґрунтах); трубчасте – пустоти в ґрунтах у вигляді каналів, проритих землерийними тваринами.

За розташуванням пор між структурними окремостями розрізняють такі типи складення ґрунтів у сухому стані: *тонкотріщинувате* – ширина порожнин

менша 3 мм; *тріщинувате* – ширина порожнин 3–10 мм; *шпарувате* – ширина порожнин понад 10 мм.

Складення має важливе агрономічне значення, що визначає обробіток ґрунту, проникнення кореневої системи рослин і води на певну глибину. З пористістю і тріщинуватістю пов'язані просідання і деформації ґрунтів і підґрунтя при зрошенні.

4.6. Забарвлення ґрунту

Забарвлення ґрунту є важливою морфологічною ознакою, за якою вирізняють генетичні горизонти в профілі ґрунту, оскільки воно безпосередньо пов'язане зі складом і складенням, і всі зміни забарвлення є відображенням змін внутрішніх властивостей ґрунтового матеріалу.

Забарвлення індивідуального ґрунтового горизонту може бути однорідним чи неоднорідним. *Неоднорідне забарвлення* – поєднання плям, прошарків, прожилок різного кольору, вкраплених в основний фон.

Забарвлення завжди є першою ознакою під час вивчення ґрунту. Адже за забарвленням були виділені чорнозем, підзол, червонозем, жовтозем, сірі лісові, каштанові, бурі, палево-підзолисті, сіроземи, коричневі, червоно-бурі ґрунти та інші.

Забарвлення ґрунту залежить від мінералогічного складу, ступеня дисперсності ґрунту, вмісту гумусу, форм сполук заліза, марганцю. Так, силікати і багато алюмосилікатів надають ґрунту світлих тонів (польові шпати, кварц, інші оксиди кремнію). Гумус і сполуки марганцю створюють у ґрунті сірі й темно-сірі тони, як і вологий торф. Сухий торф набуває бурого забарвлення. Коричневе і буре забарвлення ґрунту зумовлюють гумус, рослинні залишки, сполуки заліза типу аморфного гідрооксиду, гетиту, особливо коли сполуки заліза утворюють плівки на інших мінеральних зернах. Червоного відтінку ґрунтові надають сполуки заліза (аморфний гідрооксид, тонкодисперсний гетит). Вуглекислі солі (кальцит, доломіт) мають світле, білувате або світло-палеве забарвлення. Гіпс, легкорозчинні солі, каолініт надають ґрунтам білуватого забарвлення.

Забарвлення ґрунту значною мірою визначається ґрунтотворенням, а також забарвленням ґрунтотворної породи. Також колір ґрунту сильно залежить від зволоження (вологий ґрунт завжди темніший від сухого), ступеня агрегованості.

Визначення забарвлення ґрунту здійснюють візуально за однакового освітлення і зволоження. Оскільки не завжди колір ґрунту визначають за прямого сонячного світла і природного зволоження, то його необхідно визначати при розсіяному світлі і повітряно-сухому стані.

Забарвлення генетичних горизонтів важко охарактеризувати одним кольором, тому завжди вказують ступінь та інтенсивність (наприклад, темно-сірий, ясно-каштановий), визначають відтінки (сірий з буруватим відтінком), називають проміжні тони (сіро-бурий, буро-коричневий). Домінуюче забарвлення в назві вказують останнім.

У ґрунтознавстві для об'єктивного визначення забарвлення використовують трикутник С. О. Захарова (див. рис. 4.1), шкалу Манселла (див. рис. 4.2), а також визначають з допомогою спектрофотометра.

У таблицях Манселла забарвлення (*color*) характеризується трьома показниками: тоном або відтінком (*hue*), інтенсивністю забарвлення або степенем освітленості (*value*) і насиченістю тону або чистотою спектрального кольору (*chroma*). Відповідно, для характеристики забарвлення ґрунту використовують потрійний індекс 10YR 6/3, де 10YR означає тон, 6 – освітленість і 3 – чистота тону. Визначено п'ять основних тонів: червоний (R), жовтий (Y), зелений (G), синій (B) і фіолетовий (P); додаткових – також п'ять: жовто-червоний (YR), зелено-жовтий (GY), синьо-зелений (BG), фіолетово-синій (PB) і червоно-фіолетовий (RP). У кожному основному і додатковому тонах вирізняють по десять градацій, що загалом дає сто тонів з відповідною нумерацією: 1R, 2R ..., 10R; 1YR, 2YR..., 10YR; 1Y, 2Y..., 10Y тощо. Ступінь освітленості коливається від восьми для дуже світлого (10 – біле) до 2 для дуже темного (1 – чорне) забарвлення. Чистоту тону також вимірюють цифрами від 1 (з дуже великою домішкою білого або чорного кольору) до 8 (для чистого, повного тону). Наприклад, для червоного тону 7,5R забарвлення 7,5R 4/8 буде червоним; 7,5R 7/1 світло-червонувато-сіре; 7,5R 2/1 червонувато-чорне тощо. При перекладі термінів забарвлення використовують такі значення: *pale* – блідий, *light* – світлий, *weak* – слабкий, *dark* – темний, *dusky* – інтенсивний (табл. 4.2).

Нижче наведено порівняльну таблицю для кольорів ґрунтових горизонтів, які використовують у діагностиці ґрунтів України, і відповідні їм індекси шкали Манселла (табл. 4.3).

Таблиця 4.2

Шкали Манселла і традиційні назви кольорів

Інтенсивність забарвлення, *value*	Насиченість тону, *chroma*	Основне забарвлення ґрунту, hue						
		10*YR*	2,5*YR*	5*YR*	7,5*YR*	10*YR*	2,5*Y*	5*Y*
8/-	1(0)	–	–	Білий	Білий	Білий	Білий	Білий
	2	–	–	Білий	Рожевувато-білий	Білий	Білий	Білий
	3	–	–	Блідо-жовтий	Рожевий	Блідо-бурий	–	Блідо-жовтий
	4	–	–				Блідо-жовтий	
	6	–	–	Жовтий	Червоно-жовтий	Жовтий	Жовтий	Жовтий
	8	–	–					
7/-	1(0)	–	–	Світло-сірий	Світло-сірий	Світло-сірий	Світло-сірий	Світло-сірий
	2	–	–		Рожево-сірий			Світло-оливково-сірий
	3	–	–	Блідо-жовтий	–	Блідо-бурий	–	Блідо-жовтий
	4	–	–		Рожевий		Блідо-жовтий	
	6	–	–	Жовтий	Червоно-жовтий	Жовтий	Жовтий	Жовтий
	8	–	–					
6/-	1(0)	Червоно-сірий	Сірий	Сірий	Сірий	Сірий	Сірий	Світло-сірий
	2	Блідо-червоний	Блідо-червоний	Світло-оливково-сірий	Рожево-сірий	Світло-буро-сірий	Світло-буро-сірий	Світло-оливково-сірий
	3		–	Блідо-оливковий	Немає	Блідо-бурий	Світло-буро-сірий	Блідо-оливковий
	4		Світло-червоно-бурий		Світло-бурий	Світло-жовто-бурий	Світло-жовто-бурий	
	6	Світло-червоний	Світло-червоний	Оливково-жовтий	Червоно-жовтий	Буро-жовтий	Оливково-жовтий	Оливково-жовтий
	8							
5/-	1	Червоно-сірий	Сірий	Сірий	Сірий	Сірий	Сірий	Сірий

Таблиця 4.3

Порівняння традиційних ознак забарвлення ґрунтів і шкали Манселла

Забарвлення ґрунту	Індекси за Манселлом						
	10*YR*	2,5*YR*	5*YR*	7,5*YR*	10*YR*	2,5*Y*	5*Y*
Білий	–	–	8/1..2	8/1	8/1..2	8/1..2	8/1..2
Рожевувато-білий	–	–	–	8/2..3	–	–	–
Жовтий	–	–	8/6	8/6, 7/6	8/6	8/6, 7/6	8/6
Палевий, рожево-жовтий	–	8/3..4, 8/6..8	–	–	–	–	–
Світло-сірий	–	6/1, 5/1					
Темно-сірий	–	–	4/1				
Темно-сіро-бурий	–	–	–	–	4/2	4/2	–
Сіро-бурий	–	–	–	–	5/2	5/2	–
Бурий	–	–	–	4/2, 5/1	5/3	–	–
Темно-бурий	–	–	–	5/6	4/6	–	–
Коричневий	–	5/4, 4/4	–	–	–	–	–
Червоний	4/6, 3/1, 3/3		–	–	–	–	–
Чорний	2/0			–	2/0	3/0	3/3

Примітка. Прочерк – кольори і індекс не збігаються.

Також використовують відбивну здатність ґрунтів для оцінювання як кольору, так і вмісту в ґрунті окремих компонентів (гумусу, сполук заліза, марганцю).

Забарвлення ґрунту містить важливу генетичну інформацію, оскільки за ним можна непрямо трактувати про вміст гумусу, сполук марганцю, відмитість кварцових зерен від залізистих плівок, наявність гематиту і феригідриту, можливість гідротермальної обробки матеріалу, перезволоження і оглеєння ґрунтів.

4.7. Структура ґрунту

Генетичні горизонти ґрунту мають певну структуру, або складаються зі структурних окремостей різних розмірів, форми, тривкості, а також різного вмісту позаструктурної маси. В ґрунтах вирізняють три групи структурних окремостей: мікроагрегати (менше 0,25 мм), мезоагрегати (0,25–10 мм), макроагрегати (> 7–10 мм).

Структурність ґрунту – це здатність ґрунтової маси природно розпадатися на окремості або агрегати різної форми і величини. Агрегати слугують сукупністю механічних елементів або елементарних ґрунтових часточок, які взаємно утримуються внаслідок коагуляції колоїдів, склеювання, злипання їх в результаті дії сил Ван-дер-Ваальса, залишкових валентностей і гідрогенних зв'язків,

адсорбованих і капілярних явищ у рідкій фазі, а також з допомогою кореневих виділів, гіфів грибів і слизу мікроорганізмів.

Вчення про структуру ґрунту створено працями В. Р. Вільямса, А. Г. Доярєнка, Н. А. Качинського, П. В. Вершиніна, С. О. Захарова, І. М. Антипова-Каратаєва, В. В. Медведєва, В. Кубієни, Р. Бруєра та інших.

З морфолого-генетичної точки зору, структура ґрунту – це, насамперед, форма прояву її складення, тобто природної організації твердих компонентів ґрунту і проміжків між ними. Структура ґрунту характеризує наявність і взаємне розміщення в ґрунтовому тілі агрегатів певної форми і розмірів. Коли в ґрунті є природні агрегати якої-небудь форми, то він називається структурним, а коли ґрунт не розпадається на природні структурні окремості, а має сипучий стан, як пісок або пил, то його називають безструктурним роздільно-частковим, а коли ґрунт не розпадається на агрегати, а виломлюється великими без форми масами, то його характеризуватимуть як безструктурний масивний.

У ґрунтах рідко присутні агрегати якогось одного розміру, особливо у верхніх горизонтах. Усі ґрунти поліагрегатні. В ґрунті можуть переважати лише деякі агрегати певної форми і розмірів. Розподіл структурних агрегатів у масі ґрунту відповідно до їхніх розмірів (ефективних діаметрів) називають структурним складом ґрунту, який може бути визначений звичайним ситовим аналізом (рис. 4.4).

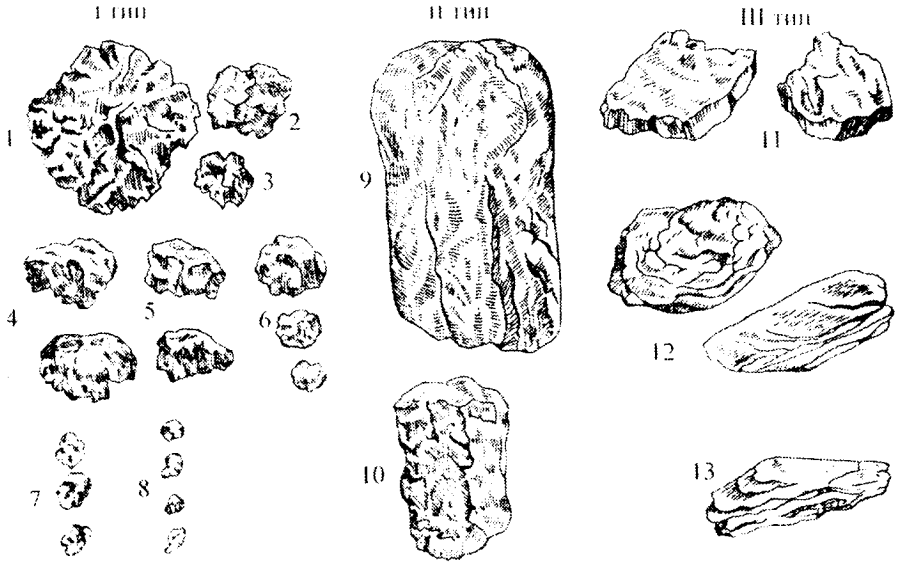


Рис. 4.4. Найголовніші види структури ґрунту (за С. О. Захаровим):

I тип: 1 – грубогрудкувата; 2 – грудкувата; 3 – дрібногрудкувата; 4 – грубогоріхувата; 5 – горіхувата; 6 – дрібногоріхувата; 7 – грубозерниста; 8 – зерниста. II тип: 9 – стовпчаста; 10 – призматична. III тип: 11 – сланцювата; 12 – пластинчаста; 13 – листувата

Розмір і форма є важливими показниками структурних агрегатів, тому вони мають діагностичне значення. Проведено стандартизацію та уніфікацію структури ґрунтів. У таблиці 4.4 подано класифікацію структурних агрегатів С. О. Захарова.

Таблиця 4.4

Класифікація структурних агрегатів (за С. О. Захаровим)

Рід	Вид	Розміри
Тип А. Кубоподібна – рівномірний розвиток за трьома осями		
Макроструктурні агрегати		
I. Брилувата – агрегати великі, грані й ребра слабо виражені	1. Грубобрилувата 2. Дрібнобрилувата	> 10 см 10–5 см
II. Грудкувата – агрегати переважно складні та слабо оформлені	3. Грубогрудкувата 4. Грудкувата 5. Дрібногрудкувата	5–3 см 3–1 см 1–0,5 см
Мезоструктурні агрегати		
III. Порошиста – грані й ребра добре виражені, агрегати достатньо оформлені	6. Порошиста	< 0,25 см
IV. Горіхувата – більш чи менш правильні форми, поверхня граней порівняно рівна, ребра гострі	7. Грубогоріхувата 8. Горіхувата 9. Дрібногоріхувата	> 10 мм 10–7 мм 7–5 мм
V. Зерниста – більш чи менш правильні форми, іноді опуклі, з гранями шерехатими, гладкими чи блискучими	10. Грубозерниста (горіхувата) 11. Зерниста (крупниста) 12.Дрібнозерниста (порошиста)	5–3 мм 3–1 мм 1–0,25 мм
Тип Б. Призмоподібна – розвиток по вертикальній осі		
VI. Стовпчаста – правильної форми з добре вираженими гладкими бічними вертикальними гранями, з опуклою „головкою" і нерівною основою	13. Грубостовпчаста 14. Стовпчаста 15. Дрібностовпчаста	> 5 см* 5–3 см < 3 см
VII. Призматична – з рівними, часто глянцевими поверхнями, гострими ребрами	16. Грубопризматична 17. Призматична 18. Дрібнопризматична	> 5 см 5–3 см < 3 см
Тип В. Плитоподібна – розвиток переважно за двома горизонтальними осями		
VIII. Плитчаста – шарувата з більш чи менш вираженими горизонтальними площинами спайності і з поверхнями різного характеру	19. Сланцювата 20. Плитчаста 21. Пластинчаста 22. Листувата	> 5 мм** 5–3 мм 3–1 мм < 1 мм
IX. Луската – з порівняно невеликими, частково вигнутими горизонтальними площинами, і часто гострими ребрами (деяка подібність до луски риб)	23. Шкаралупувата 24. Груболуската 25. Дрібнолуската	> 3 мм 3–1 мм < 1 мм

Окрім поділу агрегатів за розмірами, необхідно розрізняти агрегованість ґрунтових горизонтів. Вирізняють чотири її класи: 0 – безструктурний (ознаки агрегованості непомітні, природні лінії спайності неоформленні); 1 – слабка структурність (слабко оформленні педи, добре помітні на місці); 2 – середня структурність (добре оформленні педи, відносно тверді та помітні, проте не надто чітко проявляються у непорушеному стані); 3 – сильна структурність (тверді педи, виразно проявляються у непорушеному стані, слабко пов'язані між собою, протистоять змінам і у разі порушення ґрунту залишаються цілими).

Різним ґрунтам і ґрунтовим горизонтам властиві свої типи структур. Так, для елювіальних горизонтів характерні плитоподібні структури: плитчаста, лускувата, листувата; для ілювіальних – глибувата, горіхувата, стовпчаста або призматична. Для горизонтів, збагачених гумусом, характерна зерниста або грудкувато-зерниста структура. Для горизонтів, збагачених вапном, є типовою горіхувата структура. Структурні елементи можуть бути стійкими і нестійкими; нестійкі можуть легко розпадатися на дрібніші агрегати.

4.8. Новоутворення і включення

Новоутворення *– це морфологічно оформлені виділення і накопичення речовин у ґрунтовому матеріалі, які відрізняються від власне ґрунтового матеріалу за складом і складенням та є наслідком ґрунтотворного процесу.*

До новоутворень належать вицвіти, кірочки, примазки, натіки, прожилки, конкреції різних сполук (водорозчинних солей, карбонатів кальцію, гіпсу, сполук заліза, марганцю, кремнекислоти, гумусових речовин, копроліти черв'яків і личинок комах, а також кротовини великих землерийних тварин. За характером новоутворень можна говорити про хімічний склад речовин, які накопичуються в ілювіальних горизонтах. Карбонатні горизонти добре розрізняються завдяки виділенням вуглекислого кальцію у вигляді тонкої сітки жилок (псевдоміцелій) або у вигляді округлих твердих стяжінь – білозірки. Карбонати можуть накопичуватися у формі великих стійких конкрецій – журавчиків, дутиків або лялечок, які утворюються за участі ґрунтових вод.

Добре виражені в профілі новоутворення гіпсу – дрібнокристалічні у вигляді прожилок або стяжінь і великокристалічні у вигляді стійких друз або жеод (кристалічних конкрецій з внутрішніми порожнинами).

Новоутворення легкорозчинних хлористих і сірчанокислих солей також можна визначити за їхнім зовнішнім виглядом. Вони утворюють кірочки, нальоти на поверхні ґрунту.

Найкраще помітні різні новоутворення гідрооксидів заліза і марганцю. Вони проявляються у формі вкраплень, плям і трубочок вохристого, іржавого або бурого кольору у вигляді щільних темно-коричневих, чорних округлих конкрецій

– рудякових зерен, бобовин, гороховин, дробин, цілих ущільнених ділянок (ортштейнів), у вигляді смуг іржавого або бурого кольорів (ортзандів) тощо.

Гідрати оксидів марганцю часто утворюють на поверхні структурних елементів синьо-чорні, глянцеві дзеркала. Новоутворення фосфорно-кислого закисного заліза (вівіаніту) зумовлюють зелено-сизі плями.

Для формування елювіальних горизонтів деяких ґрунтів типовою є борошниста білувата присипка на гранях структурних окремостей, яка складається з різних світлозабарвлених ґрунтових мінералів, що стають помітними після видалення з їхньої поверхні півтораоксидів і органічних речовин.

Новоутворення біологічного походження (тваринного і рослинного) трапляються в таких формах: червоточини – звивисті ходи черв'яків; копроліти – екскременти дощових черв'яків у вигляді невеликих клубочків; кротовини – пусті або заповнені ходи риючих тварин (кротів, ховрахів, байбаків); кореневини – зігнилі великі коріння рослин; дендрити – відбитки дрібних корінців на поверхні структурних окремостей.

За новоутвореннями у ґрунті можна говорити про його ґенезу й агровиробничі властивості. Наявність у верхніх горизонтах ґрунтів сизуватих та іржаво-вохристих плям засвідчує, що ці ґрунти сформувалися в умовах заболочування. А коли ці новоутворення є результатом сучасного, а не минулого ґрунтотворного процесу, то вони вказують на явно несприятливі для сільськогосподарських культур агрономічні властивості цих ґрунтів.

Включення, на відміну від новоутворень, генетично не пов'язані з ґрунтовими горизонтами, а є щодо них чужорідними тілами. Включення бувають: літогенні (кам'янисті) – уламки гірських порід; біогенні – залишки тварин і рослин у вигляді мушель, кісток, коріння, листя, хвої; антропогенні – уламки цегли, черепки посуду тощо. Наявність включень антропогенного походження (кераміки, скла на різній глибині від поверхні) свідчить про вік ґрунтової товщі, яка є під ними.

У мерзлотних ґрунтах вирізняють різні за формами утворення льоду при сезонному чи багаторічному замерзанні ґрунтів (лінзи, кристали, прошарки, конкреції тощо).

4.9. Мікроморфологія ґрунтів

Чимало ознак ґрунтів добре проявляється при їхній оцінці під мікроскопом (Г. В. Добровольський, С. А. Шоба, 1978; А. І. Ромашкевич, 1982; М. І. Герасимова та інші, 1982; В. О. Таргульян, С. А. Шоба, 1981; Т. В. Турсіна, 1988; Є. Б. Скворцова, 1999). З цією метою з непорушеного зразка ґрунту виготовляють за прийнятою методикою шліф. У шліфі розрізняють основну ґрунтову масу, пори і новоутворення. Пори легко виявляються у шліфі, особливо при викорис-

танні схрещених ніколей мікроскопа. Вони дають уявлення про складення ґрунту. Розрізняють пори між мінеральними зернами й агрегатами (пори упакування), канали, камери, бульбашки, тріщини і пори спрямованої форми.

До новоутворень належать мікроортштейни, вони найхарактерніші для елювіального горизонту підзолистих ґрунтів.

Основну масу ґрунту в шліфі поділяють на агрегати: округлої та овальної форми, пластинчасті та плитчасті, кутасті і неправильної форми. До округлих агрегатів належать біогенні утворення, коагуляційні форми, ооїдні агрегати. Вони трапляються в чорноземах, у мерзлотних ґрунтах. Коагуляційні агрегати часто скріплені сполуками заліза, приурочені до ґрунтів з промивним типом водного режиму. До пластинчастих належать листуваті та лускуваті агрегати.

Різні складові матриці, плазми, мікроскладення та новоутворення мають свої специфічні особливості, типологію яких детально розроблено у мікроморфології ґрунтів.

Контрольні запитання і завдання

1. *Визначте поняття „генетичний профіль ґрунту".*
2. *Охарактеризуйте основні типи будови ґрунтового профілю.*
3. *Що таке „генетичні горизонти", їхня індексація?*
4. *Який характер переходів між генетичними горизонтами ґрунту?*
5. *Як поділяють ґрунти за потужністю профілю?*
6. *За якими показниками визначають ступінь диференціації ґрунтового профілю?*
7. *Дайте визначення поняття „складення ґрунту".*
8. *Оцініть забарвлення ґрунту та охарактеризуйте шкалу забарвлення Манселла.*
9. *Як класифікують структуру ґрунту?*
10. *Охарактеризуйте новоутворення і включення ґрунту.*
11. *Які мікроморфологічні особливості ґрунтів Ви знаєте?*
12. *Які типи і підтипи генетичних горизонтів Ви знаєте?*
13. *Охарактеризуйте системи індексації генетичних горизонтів ґрунтів.*

Література

1. Герасимова М. И. Микроморфология почв природных зон СССР / М. И. Герасимова, С. В. Губин, С. А. Шоба. – Пущино, 1992. – 215 с.
2. Гринь Г. С. Полевая диагностика почв / Г. С. Гринь. – Харьков, 1974. – 223 с.
3. Кіт М. Г. Морфологія ґрунтів. Основи теорії і практики / М. Г. Кіт. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 232 с.
4. Корнблюм Э. А. Базовые шкалы свойств морфологических элементов почв / Э. А. Корнблюм, И. С. Михайлов, Н. А. Ногина, В. О. Таргульян. – М., 1982. – 57 с.

5. Медведев В. В. Плотность слоения почв / В. В. Медведев, Т. Е. Лындина, Т. И. Лактионова. – Харьков : 13 типография, 2004. – 244 с.
6. Парфенова Е. И. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении / Е. И. Парфенова, Е. А. Ярилова. – М., 1977. – 197 с.
7. Позняк С. П. Картографування ґрунтового покриву / С. П. Позняк, Є. Н. Красоха, М. Г. Кіт. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2003. – 500 с.
8. Полевой определитель почв / [под ред. Н. И. Полупана, Б. С. Носко, В. П. Кузьмичева]. – К. : Урожай, 1981. – 320 с.
9. Полупан М. І. Визначник еколого-генетичного статусу та родючості ґрунтів України / М. І. Полупан, В. Б. Соловей, В. І. Кисіль, В. А. Величко. – К. : Колообіг, 2005. – 304 с.
10. Почвенная номенклатура и корреляция. – Петрозаводск, 1999.
11. Роде А. А. Система методов исследования в почвоведении / А. А. Роде. – Новосибирск, 1971. – 92 с.
12. Розанов Б. Г. Генетическая морфология почв / Б. Г. Розанов. – М., 1975. – 294 с.
13. Розанов Б. Г. Морфология почв / Б. Г. Розанов. – М. : Академический проект, 2004. – 432 с.
14. Скворцова Е. Б. Микроморфологическая классификация и диагностика строения порового пространства почв / Е. Б. Скворцова // Почвоведение. – М., 1993. – № 6. – С. 49–56.
15. Сорокина Н. П. Качественная оценка окраски типичного чернозема / Н. П. Сорокина // Бюлл. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева. – М., 1967. – Вип. 1.
16. Чижиков П. Н. О нижней границе почвы / П. Н. Чижиков // Почвоведение. – М., 1968. – № 11.

Розділ 5

ҐЕНЕЗА, СКЛАД І ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ҐРУНТУ

Ґрунти утворюються і розвиваються в тій частині біосфери, де межують дві різні геосфери – атмосфера і літосфера. Утворення ґрунтів на межі двох геосфер за активної участі живих і мертвих організмів зумовлює їхній складний гетерогенний характер.

Основу ґрунту, його фізичну сутність формує гірська порода. Породи, з яких розвиваються ґрунти, називають ґрунтотворними, або материнськими, а також підґрунтям. Однак останніми роками ці поняття почали розмежовувати. Материнська порода – це геологічне утворення, слугувало вихідним матеріалом для слювію, що сформувався на місці утворення в результаті вивітрювання порід. Ґрунтотворна порода – матеріал, який безпосередньо брав участь у ґрунтотворенні.

5.1. Гірські породи

За ґенезою розрізняють магматичні (виверженні), осадові та метаморфічні породи. За фізичним станом можна виокремити щільні масивні породи, уламкові, або кам'янисті, піски, супіски, суглинки, глини, сланці.

Магматичні, або виверженні, масивно-кристалічні породи утворилися із розплавленої силікатної маси – магми, що застигла в земній корі (інтрузивні породи – від лат. *intro* – проникати) або вилилась на земну поверхню у вигляді лави (ефузивні породи – від лат. *efuzio* – виливати). За вмістом кремнезему ці породи поділяють на кислі (SiO_2 > 65%), середні (SiO_2 65–55%), основні (SiO_2 55–45%) та ультраосновні (SiO_2 < 45%). До кислих інтрузивних порід належать граніти і гранодіорити, до кислих ефузивних – ріоліти і порфіри, до середніх інтрузивних – сієніти й діорити, до середніх ефузивних – андезити, трахіти,

порфірити. Основними інтрузивними породами є габро, діабази, а основними ефузивними – базальти. До ультраосновних інтрузивних належать перидотити, дуніти, піроксени, до ультраосновних ефузивних – пікрити.

Осадові породи утворилися на поверхні Землі шляхом вивітрювання і перевідкладення продуктів гіпергенезу магматичних і метаморфічних порід або з відкладів залишків організмів. Їх поділяють на хімічні осадові породи (гіпс, кам'яна сіль), органічні (вапняки, доломіти, кам'яне вугілля, трепел, кремнієві сланці, опоки), уламкові (глини, піски, пісковики, конгломерати, брекчії).

Метаморфічні породи (від грец. *metamorphosic* – перетворення) утворилися в глибоких шарах Землі під впливом високих температур і тиску із осадових і магматичних порід. До них належать гнейси, слюдисті сланці, кварцити, філіти.

У ході ґрунтотворення відбуваються суттєві зміни ґрунтотворних порід, які полягають у вивітрюванні одних мінералів і утворенні інших. Хімічний і мінералогічний склад порід визначає і склад ґрунтів, які утворюються з цих порід. Так, ґрунти на основних породах багаті на кальцій і магній, проте бідні на калій; ґрунти на кислих породах, навпаки, бідні на кальцій, проте збагачені калієм.

Головними ґрунтотворними породами безумовно слід вважати осадові, оскільки в них містяться первинні мінерали, успадковані від порід, що слугували джерелом матеріалу, і вторинні мінерали, які утворилися в ході вивітрювання порід та в процесі ґрунтотворення.

Розрізняють первинні мінерали, які входять до складу магматичних масивно-кристалічних порід, і вторинні мінерали, що утворилися в результаті вивітрювання та ґрунтотворення.

5.2. Первинні породотворні мінерали

Первинними мінералами вважають ті, які містилися у магматичних породах і перейшли в інші ґрунтотворні породи та ґрунти без зміни складу. Гірські породи магматичного і метаморфічного походження складаються з понад 2500 мінералів. Порівняно незначна кількість цих мінералів трапляється повсюдно у великих кількостях, і їх називають породотворними мінералами. Більша частина первинних мінералів є в ґрунтах у вигляді відносно великих піщаних і гравійних частинок. Первинні мінерали мають жорстку, нерухому кристалічну ґратку, практично не мають вологоємності, фізико-хімічної вбирної здатності, не набухають. Первинні мінерали нестійкі і в процесі ґрунтотворення поступово руйнуються під впливом організмів, кліматичних агентів, водних розчинів. Велика кількість первинних мінералів у ґрунті свідчить про їхню відносну молодість. З віком ґрунтів вміст і кількість видів первинних мінералів у них поступово зменшується. В процесі вивітрювання і ґрунтотворення первинні мінерали

віддають у ґрунтові води розчинні компоненти, а до складу тканин вищих і нижчих рослин – важливі елементи мінерального живлення рослин: фосфор, калій, магній, мікроелементи.

За хімічною природою породотворні мінерали об'єднують у декілька груп.

Оксиди. До цієї групи належать поширені мінерали: кварц (SiO_2), гематит (Fe_2O_3), магнетит (Fe_3O_4), рутил (TiO_2), корунд (Al_2O_3) та інші.

Кварц – один з найпоширеніших мінералів багатьох магматичних порід, осадових відкладів і ґрунтів. Кварц – безколірний або забарвлений різними домішками в білий, сірий, жовтий, червоний, зелений, голубий чи інший кольори, дуже міцний, стійкий проти вивітрювання мінерал. Його твердість 7, питома вага 2,65 г/см^3. У ґрунтотворних породах і ґрунтах його кількість становить від 40 до 60%. Це інертний мінерал і лише за високого ступеня роздробленості кварц дуже слабо розчиняється в природних розчинах. З кислотами кварц не реагує, за винятком фтористої (HF). Основою кристалохімічної структури кварцу є кремній-кисневі тетраедри: чотири іони кисню, розташовані по кутах тетраедра, в центрі якого міститься іон кремнію (SiO_4). Кремній-кисневі тетраедри утворюють суцільну тривимірну каркасну структуру, що зумовлює стійкість кварцу до процесів вивітрювання. Тетраедри, які сполучаються через кисневі іони, утворюють різні поєднання або типи структур: острівні, ланцюгові, стрічкові, шаруваті, каркасні (рис. 5.1).

Каркасна структура характерна для польових шпатів і кварцу, ланцюгова – для піроксенів, стрічкова – для амфіболів, шарувата – для слюд і глинистих мінералів, острівна – для олівіну.

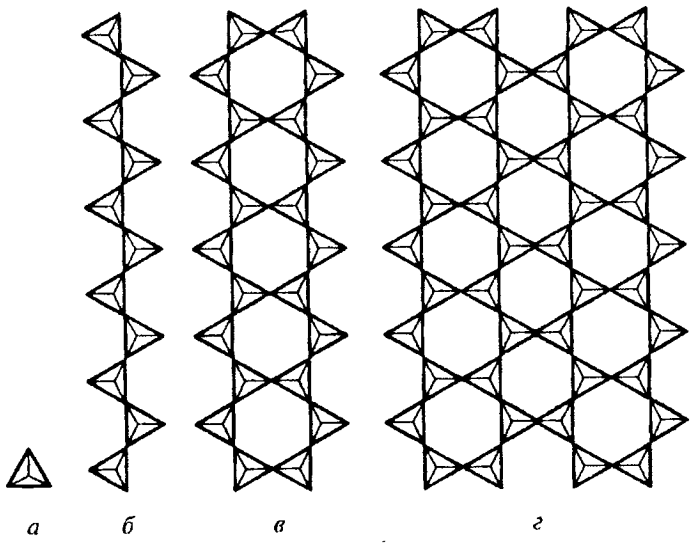


Рис. 5.1. Типи кристалічних ґраток силікатів. Розташування кремній-кисневих тетраедрів:

а – кремній-кисневий тетраедр; *б* – ланцюгове; *в* – стрічкове (подвійний ланцюжок); *г* – шарувате (тричленний ланцюжок)

Абсолютне переважання кварцових мінералів у ґрунтотворних породах і ґрунтах зумовлює вкрай низьку родючість. В автоморфних ґрунтах і залишкових елювіальних типах кори вивітрювання кварц, як дуже стійкий мінерал, відносно накопичується. Тому за вмістом кварцу в ґрунтах, ґрунтотворних породах, вихідних гірських породах можна визначати вік та інтенсивність вивітрювання.

Силікати – група мінералів, утворених солями метасилікатної (H_2SiO_3) і ортосилікатної (H_4SiO_4) кислот. Кальцієві, магнієві і ферумові солі метасилікатної кислоти ($CaSiO_3$, $MgSiO_3$, $FeSiO_3$) утворюють велику групу мінералів амфіболів і піроксенів. Вони легко піддаються вивітрюванню, становлять у ґрунтах 5–15%. Ці мінерали мають темно-зелене забарвлення і у випадку їхньою високого вмісту зумовлюють темне забарвлення порід.

Серед піроксенів найпоширенішим мінералом є авгіт, а серед амфіболів – рогова обманка.

До групи магнієво-залізистих силікатів належить доволі поширений в основних і ультраосновних породах мінерал олівін. Цей мінерал нестійкий до вивітрювання і становить у пухких відкладах і ґрунтах 0,5–1,0%.

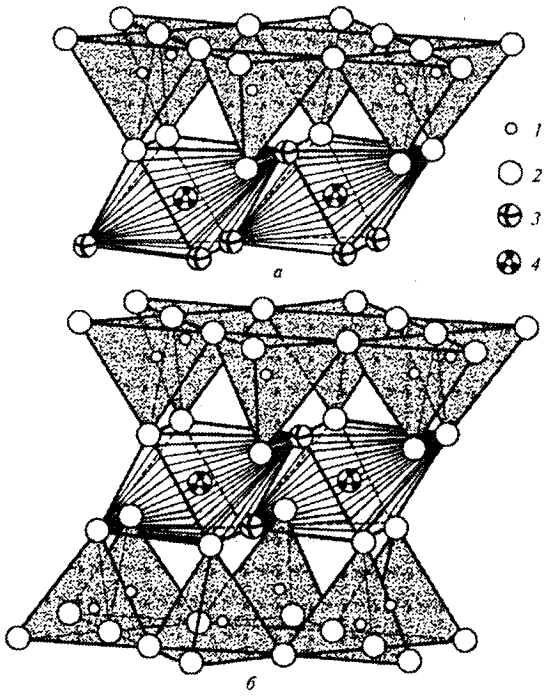


Рис. 5.2. Розташування тетраедрів і октаедрів:
а – у дво-; *б* – у тришаруватих мінералах. Іони:
1 – Si; *2* – O; *3* – OH; *4* – Al

Алюмосилікати – велика група мінералів, кристалічна ґратка яких утворена тетраедрами й октаедрами (рис. 5.2). За типом структури їх поділяють на каркасні та шаруваті. До каркасних мінералів належать польові шпати, а до шаруватих – слюди.

Польові шпати – це каркасні алюмосилікати, що складаються з кремне- та алюмокисневих тетраедрів, сполучених катіонами натрію, калію і кальцію. Найпоширенішими є такі польові шпати: калієві – ортоклаз, мікроклин $K[Si_3AlO_8]$; натрієві – альбіт $Na(Si_3AlO_8)$; кальцієві – анортит $Ca[Si_2Al_2O_9]$; плагіоклази – ізоморфні суміші в різних співвідношеннях альбіту і анортиту: $Na[Si_2AlO_3]$ і $Ca[Si_2Al_2O_8]$. Залежно від співвідношення альбіту й анортиту плагіоклази поділяють на кислі, середні й основні. Кислі

польові шпати мають світле забарвлення, основні – темне. Кислі польові шпати значно стійкіші до процесів вивітрювання, ніж основні. Найбільшу стійкість має калієвий польовий шпат – мікроклин. У пухких породах і ґрунтах польові шпати різного ступеня вивітрілості складають за масою близько 50%.

До групи алюмосилікатів належать також слюди – кислі солі алюмосилікатних кислот. Вони мають складну кристалохімічну структуру, в якій кремнекисневі тетраедри утворюють плоскі сітки. Вершини повернених одне до одного тетраедрів, що належать двом сіткам, зв'язані іонами алюмінію з гідроксильними групами (OH), утворюючи тришарові пакети, які з'єднані між собою іонами калію або кальцію, магнію і заліза. Калійна світла слюда – мусковіт ($K_2O·3Al_2O_3·6SiO_2H_2O$) і калієво-магнезіально-залізиста сіль – чорна слюда – біотит [$K_2O·6(Mg, Fe)O·Al_2O_3·6SiO_2H_2O$]. Обидва мінерали швидко вивітрюються, проте завдяки їхній рясності у масивно-кристалічних породах вони є в ґрунтах у кількості до 10%. Слюди є важливим джерелом калійного живлення рослин. У процесі вивітрювання слюд утворюються каолініт, гідрослюди, опалоподібний кремнезем. Близьку до слюд групу мінералів утворюють хлорити.

Сульфіди. Найпоширенішим мінералом з цієї групи є сульфід заліза – FeS_2 – пірит. Незначний вміст у породах і ґрунтах має мінерал марказит. Сульфіди заліза та інших важких металів у породах і ґрунтах перебувають у розсіяному стані у кількості 0,2–0,5%: вони легко вивітрюються, можуть утворювати скупчення, які є родовищами сульфідних руд.

Фосфати. Серед первинних мінералів – фосфорнокислих солей – найпоширенішим є апатит $Ca_5(Cl, F)(PO_4)_3$; трапляється в породах, пухких відкладах і ґрунтах у кількості 0,3–0,5%. Ці мінерали слугують джерелом важливого для родючості ґрунтів елементу – фосфору. Крім того, апатит є джерелом хлору і флуору.

Серед первинних породотворних мінералів у ґрунтах трапляються й деякі інші, проте в менших кількостях. Ці мінерали називають акцесорними. До них належать циркон $ZnO_2·SiO_2$, ільменіт – $FeTiO_3$, плавиковий шпат – CaF_2, гранати – мінерали з загальною формулою $R_3''R2''(SiO_4)_3$, де R'' – Mg, Fe, Mn, Ca, а R''' – Al, Fe, Cr, Mn і деякі інші.

5.3. Елементарні процеси вивітрювання мінералів і порід

Магматичні та інші гірські породи, що утворилися в термодинамічних умовах, різко відрізняються від тих, що переважають на земній поверхні, тому в разі їхнього виходу на поверхню починають швидко руйнуватися.

Термін *вивітрювання* не є зовсім вдалим, оскільки його можна зрозуміти як руйнування порід вітром. Хоча інколи роль вітру буває дуже відчутною. Зокрема, в пустелях вітром переносяться дрібні піщинки, які з силою вдаряють у

поверхню скал, висвердлюючи в породах маленькі, а потім все більші комірки, стінки яких поступово руйнуються. Відбувається процес корозії гірських порід. Найповніше сучасне уявлення про сукупність процесів руйнування гірських порід, транспортування і відкладення продуктів руйнування, утворення свіжих осадових порід у тісному взаємозв'язку з ґрунтотворенням передає термін ***гіпергенеза*** (від грец. *hyper* – наверху і *genesis* – походження), запропонований О. Є. Ферсманом (1934).

У сферу сучасного вивітрювання потрапляють лише верхні шари земної кори, які перебувають під безпосереднім впливом агентів атмосфери, гідросфери і біосфери. До процесів вивітрювання зараховують також зміни гірських порід під впливом морських або ґрунтових вод, які називають гарміролізом. Руйнування гірських порід водоносних горизонтів дуже підсилюють мінералізовані розчини, що, в свою чергу, спричиняє появу в ґрунтових водах нових рухомих сполук.

Процес зміни фізичного стану та хімічного складу первинних гірських порід називають ***вивітрюванням***, *а утворену пухку товщу відкладів –* ***корою вивітрювання***. Вивітрювання поділяють на фізичне, хімічне та біологічне. Хоча цей поділ є умовним, оскільки вивітрювання – процес цілісний стосовно перерозподілу хімічних елементів у ландшафті.

Фізичне вивітрювання – це процес механічного руйнування гірських порід на уламки різної величини без зміни хімічного складу мінералів, що їх утворюють. Головним чинником фізичного вивітрювання є сезонні та добові коливання температури. Найбільші амплітуди температур виникають на поверхні породи, а з глибиною вони зменшуються. Добові коливання температур помітні до глибини декількох дециметрів, а річні – до 10 і навіть 20 м.

Гірські породи, як і всі тіла, за нагрівання розширюються, а за охолодження стискаються. Їхня теплопровідність незначна, отож верхні шари прогріваються, а, отже, і розширюються більше, ніж глибші. У результаті цього створюється механічна напруга і виникають тріщини між поверхневими та глибшими шарами – порода починає лущитися. Крім того, гірські породи складаються з зерен різних мінералів, які неоднаково розширюються при нагріванні. Наприклад, коефіцієнт об'ємного розширення ортоклазу 0,000170, а кварцу вдвічі більший – 0,000310. Кристали багатьох мінералів розширюються неоднаково за різними кристалічними напрямами. Коли мінеральні зерна з неоднаковими коефіцієнтами теплового об'ємного розширення і стискання перебувають поруч, це веде до виникнення напруги між ними. У випадку частих коливань температур відбувається розхитування, порушення цілісності породи і поява сітки тонких тріщин. Ці тріщини відіграють важливу роль у подальшому руйнуванні гірської породи. Вода, яка в них потрапляє, здійснює на стінки тиск, достатній для руйнування навіть найтвердіших порід.

У разі зниження температури нижче нуля вода в тріщинах замерзає, при цьому лід починає займати більший об'єм, тисне на стінки тріщин і розширює їх. У тріщини проникає коріння рослин, яке під час росту також здійснює тиск на стінки тріщин.

У спекотних пустельних областях дію, аналогічну замерзаючій воді, виконують солі. Вони потрапляють у тріщини гірської породи в розчиненому вигляді з вологою. У процесі нагрівання поверхні гірської породи волога випаровується, а солі кристалізуються. Під час росту кристалів їхній об'єм збільшується, вони починають тиснути на стінки тріщин і розширюють їх. З часом від породи, розбитої сіткою тріщин, починають відпадати окремі уламки, а далі і вся порода може бути механічно зруйнованою.

Фізичне руйнування гірських порід спричинює утворення уламкової, хрящувато-щебенюватої кори вивітрювання.

Яскравими прикладами панування процесів фізичного вивітрювання є вирівняні поверхні на Північному Уралі, в горах Таймиру, Середнього і Східного Сибіру, в Карпатах. Накопичення продуктів фізичного вивітрювання у вигляді уламків щебеню, гравію спостерігається у гірських системах спекотних пустель світу.

Фізичне вивітрювання гірських порід і мінералів сповільнюється зі зменшенням розмірів утворених частинок і практично зупиняється у випадку досягнення ними стану грубого пилу – частинки діаметром 0,05–0,01 мм. Ще більш дисперсного стану частинки досягають у процесі хімічного та біологічного вивітрювання.

Отже, в результаті фізичного вивітрювання масивна гірська порода набуває нової якості – проникності для води й повітря.

Хімічне вивітрювання – це хімічна зміна мінералів гірських порід і утворення з них нових сполук. Основним чинником хімічного вивітрювання є атмосферна вода, дія якої на мінерали гірських порід посилюється розчиненою в ній карбокислотою. Значну роль у процесах хімічного вивітрювання відіграє також кисень повітря. Оскільки кисень і карбокислота є здебільшого продуктом біологічних процесів, то хімічне вивітрювання є однією з форм впливу на гірські породи продуктів життєдіяльності організмів.

Атмосферна вода, насичена киснем, контактуючи з породою, спричиняє розвиток простих хімічних процесів: розчинення, гідратації, окиснення та гідролізу.

Розчинення. Процеси розчинення гірських порід водою (зокрема, водою, що містить різні розчинені сполуки) відіграють важливу роль у вивітрюванні осадових порід, зокрема, вапняків і гіпсових порід. Так, розчинність кальциту при температурі 25°С становить 0,0145 г в 1 л води, однак у воді з карбокислотою розчинність його зростає внаслідок переходу $CaCO_3$ у більш розчинний бікарбонат: $CaCO_3 + CO_2 + H_2O \leftrightarrows Ca(HCO_3)_2$. Розчинність гіпсу при

температурі 0°С становить 2,23 г в 1 л води і з підвищенням температури збільшується. Вміст у воді солей (зокрема, хлоридів) підвищує розчинність кальциту і гіпсу.

Значно складніше відбувається розчинення магматичних порід через практичну неможливість відділити при дії на них води просте розчинення від гідролітичних процесів.

Гідратація. Процес гідратації відбувається шляхом приєднання молекул води до безводних мінералів, що зумовлює до трансформації їхньої кристалічної ґратки й утворення нових мінералів. Приєднання молекул води до безводного мінералу гематиту утворює ряд мінералів-гідрооксидів різного ступеня гідратованості:

$$\underset{\text{гематит}}{Fe_2O_3} + H_2O \rightarrow \underset{\text{гетит}}{2FeO(OH)} + H_2O \rightarrow \underset{\text{гідрогетит}}{FeO(OH)} + nH_2O = \underset{\text{лімоніт}}{Fe(OH)_3 \cdot nH_2O}.$$

Окиснення. Процес окиснення притаманний хімічним елементам зі змінним зарядом і відбувається за наявності кисню і води. Окиснення супроводжується утворенням на поверхні уламків породи і мінеральних зерен охристих, оранжевих плям і плівок гідрооксидів Феруму. За наявності в породах мінералів двозарядного Мангану при його окисненні та гідратації утворюються гідрооксиди три- і чотиризарядного Мангану – манганіт MnO(OH), піролюзит MnO_2 та інші. Гідрооксиди Мангану виділяються у формі чорних, сажових скупчень, чорних плівок на поверхні породи і мінеральних зерен. У ході вивітрювання сульфідів (пірит, марказит тощо) насамперед окиснюється сірка й утворюється сульфат феруму і вільна сульфатна кислота:

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \leftrightarrows 2FeSO_4 + 2H_2SO_4.$$

Далі відбувається окиснення Феруму із двовалентного у тривалентне і його гідратація:

$$2FeSO_4 + O + 5H_2O \leftrightarrows 2(FeOH)_3 + 2H_2SO_4.$$

Утворена сульфатна кислота активно руйнує мінерали. Гідроген замінює основи, які входять до складу мінералів, утворюючи різні сульфатнокислі солі: сульфати кальцію $CaSO_4$, магнію $MgSO_4$, натрію Na_2SO_4 і калію K_2SO_4. Легкорозчинні солі можуть вилуговуватися, менш розчинні (наприклад, гіпс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$) можуть накопичуватися, що спричиняє загіпсування ґрунтів і породи.

Гідроліз – це процес заміщення основ на гідроген-іон у кристалічних ґратках силікатів і алюмосилікатів та їхня гідратація. При гідролізі мінералів за участю води і карбокислоти відбувається заміщення катіонів, що входять до складу силікатів і алюмосилікатів, гідроген-іоном і перетворення нейтральних солей у кислі. Водночас витіснений катіон, з'єднуючись з аніоном карбонатної кисло-

ти, утворює карбонатну сіль, стійкішу в умовах поверхні Землі, ніж первинні алюмосилікати і силікати. Прикладом гідролізу алюмосилікату слугує ортоклаз. Схему процесу гідролізу представлено так:

$$\underset{\text{ортоклаз}}{K_2Al_2Si_6O_{16}} + H{\cdot}HCO_3 \leftrightarrows \underset{\text{серицит}}{KHAl_2Si_6O_{16}} + KHCO_3.$$

За дальшого розкладення сериціту виділяється вільна алюмосилікатна кислота, яка швидко розпадається на каолін і гідрати оксиду силіцію (опал).

$$KHAl_2SiO_{16} + H{\cdot}HCO_3 \leftrightarrows \quad H_2Al_2Si_6O_{16} + KHCO_3;$$

$$H_2Al_2Si_6O_{16} + nH_2O \leftrightarrows \quad \underset{\text{каолін}}{H_2Al_2Si_2O_8{\cdot}2H_2O} + \underset{\text{опал}}{2SiO_2{\cdot}\,nH_2O}.$$

Каолін характеризується лише відносною стійкістю, його руйнують діатомові водорості й азотобактерії.

$$H_2Al_2Si_2O_8{\cdot}2H_2O \rightarrow Al_2O_3{\cdot}H_2O + 2SiO_2{\cdot}H_2O.$$

При розкладенні каоліну, окрім силіцію, виділяються і вільні оксиди алюмінію, різного ступеня гідратовані і кристалізовані, білі порошкоподібні новоутворення аморфного кремнезему на поверхні мінералів і структурних окремостей у вивітрілих породах і ґрунтах. При вивітрюванні слюд утворюються бідні основами і багаті водою молекули перемінного складу – гідрослюди: гідробіотит, вермикуліт, глауконіт, гідромусковіт і його різновиди – іллі́т і монтерміт.

Біохімічне вивітрювання – це процес механічного руйнування і хімічної зміни гірських порід і мінералів під дією організмів і продуктів їхньої життєдіяльності. В біохімічному вивітрюванні бере активну участь різноманітна мікрофлора – синьо-зелені і діатомові водорості, гриби, бактерії, а також лісофільна рослинність (лишайники, мохи), які інтенсивно хімічно змінюють гірську породу і мінерали.

У процесі життєдіяльності організми виділяють вуглекислий газ. Він також у великих кількостях виділяється під час розкладення органічних залишків. Вода, що просочується по тріщинах породи, насичується вуглекислим газом, і її здатність розчиняти мінерали сильно зростає.

Живі організми виділяють різні органічні сполуки, що сприяють розчиненню мінералів. Так, лишайники виділяють особливі органічні кислоти, силікатні бактерії – слиз, який роз'їдає мінерали, діатомові водорості – слиз, який розкладає навіть такий стійкий мінерал, як каолін. Під час розкладення органічних залишків утворюються специфічні органічні кислоти, що беруть участь у біохімічному вивітрюванні.

Коріння рослин виділяє у зовнішнє середовище вуглекислий газ і різні кислоти (щавлеву, яблучну, бурштинову та інші), які руйнують мінерали. Нітрифікатори утворюють нітратну кислоту, сіркобактерії і тіонові бактерії – сульфатну кислоту, які розчиняють мінеральні сполуки і посилюють процес вивітрювання гірських порід.

Тваринні організми, як і рослини, механічно подрібнюють гірські породи і своїми виділеннями сприяють їхній зміні. Живі організми з породи забирають необхідні мінеральні речовини для побудови свого тіла й акумулюють їх у поверхневих горизонтах породи, створюючи необхідні умови для формування ґрунтів.

Інтенсивність вивітрювання і міграція його продуктів залежить від термічних особливостей і режиму зволоження території. В аридних умовах продукти гіпергенези накопичуються в поверхневих горизонтах кори вивітрювання, а в умовах промивного типу водного режиму інтенсивно вилуговуються. Це зумовлює стадійний характер розвитку кори вивітрювання і формування чотирьох фаз її розвитку: уламкової, карбонатної, кислої сіалітної і алітної.

В уламковій корі вивітрювання ще зберігаються всі хімічні елементи, наявні у вихідній гірській породі, вторинних мінералів практично немає.

У карбонатній корі вивітрювання винесені вивільнені при вивітрюванні хлориди і сульфати, проте зберігаються карбонати кальцію. Така кора вивітрювання поширена в степах і пустелях.

Кисла сіалітна кора вивітрювання поширена у тропічних широтах на молодих елементах рельєфу у вологих субтропічних і тропічних лісах, а також у помірних широтах. Така кора вивітрювання оглинена, збагачена гідрооксидами феруму, проте містить багато первинних мінералів.

Алітна кора вивітрювання репрезентує зрілу стадію, в ній не збереглися первинні мінерали, вони замінені каолінітом і гідрооксидами феруму й алюмінію. Ця кора характерна для субтропічних і тропічних поясів.

Кора вивітрювання і корелятивні щодо неї пухкі відклади зумовлюють характер і властивості ґрунтотворних порід. Ґрунти, що утворюються на різних типах кори вивітрювання, а також на корелятивних щодо них пухких відкладах, значною мірою успадковують їхній мінеральний склад. Однак у процесі ґрунтотворення багато мінералів ґрунтотворних порід зазнає змін, спричинених процесами внутрігрунтового вивітрювання.

5.4. Вторинні мінерали осадових порід і ґрунтів

Вторинні мінерали осадових порід і ґрунтів численні і різноманітні. Загальною властивістю більшості цих мінералів є високий ступінь дисперсності, аморфна, або частіше приховано кристалічна, структура. Значна частина вторинних

мінералів присутня у ґрунтах і породах в колоїдно-дисперсному стані. Здебільшого вторинні мінерали здатні сорбувати воду і набухати. Згадані властивості вторинних мінералів успадковують ґрунти. Вторинні мінерали поділяють на: мінерали простих солей, аморфні оксиди і гідрооксиди, глинисті мінерали.

Мінерали простих солей утворюються в процесі вивітрювання первинних мінералів, а також під час ґрунтотворного процесу. До таких мінералів належать: кальцит ($CaCO_3$), магнезит ($MgCO_3$), доломіт [Ca, Mg]$(CO_3)_2$, сода $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$, гіпс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, мірабіліт $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, галіт NaCl, фосфати, нітрати та інші. Ці мінерали здатні накопичуватися в ґрунтах у великих кількостях в умовах сухого клімату. Їхній кількісний і якісний склад визначає ступінь і характер засолення ґрунтів. У постійно перезволожених ґрунтах переважають сульфіди феруму та інших важких металів, які в результаті окиснення переходять у сульфати.

Мінерали оксидів і гідрооксидів силіцію, алюмінію, феруму, мангану утворюються в ***аморфній формі*** при вивітрюванні первинних мінералів у вигляді гідратованих високомолекулярних гелів, які поступово зазнають дегідратації і кристалізації з утворенням оксидів і гідрооксидів кристалічної структури. Кристалізації сприяє висока температура, замерзання, висушування, окисні умови ґрунту.

Гідрооксид силіцію ($SiO_2 \cdot nH_2O$) – найпоширеніший і трапляється в усіх ґрунтово-біокліматичних зонах. Мінерали групи гідрооксиду алюмінію ($Al_2O_3 \cdot nH_2O$) утворюються переважно в умовах спекотного клімату при вивітрюванні магматичних порід і представлені гібситом ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$) у вигляді конкрецій, натіків, кірки, а також корундом і діаспором. Наявність у ґрунтах значної кількості аморфних і приховано кристалічних гідратів глинозему надає ґрунтам доброї структури, знижує вбирну здатність щодо катіонів і надає помітно вираженої здатності до необмінного й обмінного вбирання аніонів, зокрема аніонів фосфорної кислоти.

Серед групи водних мінералів оксидів феруму поширеними в корах вивітрювання і ґрунтах є лімоніт – $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. Водні оксиди феруму надають ґрунтам бурих, коричневих, оранжевих і червоних відтінків. Вони утворюють конкреції, панцири, плити і рудні скупчення феруму. Лімоніт вважають типовим аморфним мінералом, його забарвлення може бути від жовто-бурого до чорного.

Мінерали оксидів феруму відіграють важливу роль у структуротворенні в умовах надмірного ґрунтового зволоження, зокрема в жовтоземах, червоноземах, латеритних ґрунтах.

Глинисті кристалічні мінерали є гідратованими (водними) силікатами (алюмосилікатами) з шаруватою або ланцюговою кристалічною ґраткою, яка складається з шарів кремній-кисневих тетраедрів, об'єднаних у гексагональну форму та упакованих у самостійні шари. Глинисті мінерали складають основну частину вторинних мінералів. Їх названо так тому, що вони визначають мінералогічний

склад глин. Важливість ролі глинистих мінералів полягає в тому, що завдяки їхній вбирній здатності вони визначають ємність вбирання ґрунтів і разом з гумусом слугують основним джерелом надходження мінеральних елементів у рослини.

Класифікаційний поділ вторинних глинистих мінералів базується на їхній кристалохімічній структурі, де головним є структура іонних пакетів. У глинистих мінералів кристалічна ґратка складається з шарів двох різновидів: шар кремній-кисневих тетраедрів, утворених поєднанням одного атома Силіцію і чотирьох атомів Оксигену (рис. 5.3), і шару алюмо-гідроксильних октаедрів, які утворюють октаедричну сітку (рис. 5.4).

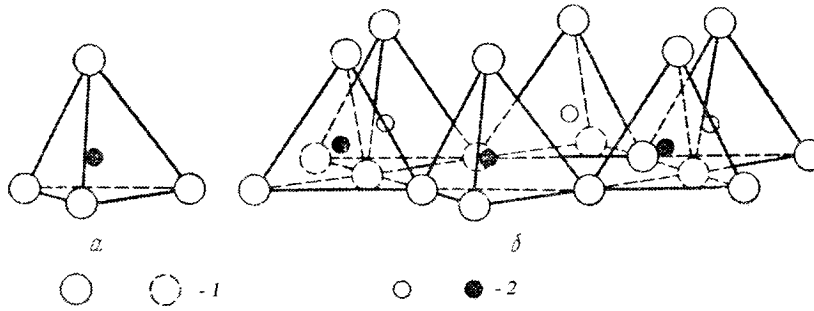


Рис. 5.3. Окремий кремній-кисневий тетраедр (*а*) і сітка, яка складається з кремній-кисневих тетраедрів (*б*):

1 – Оксиген; *2* – Силіцій

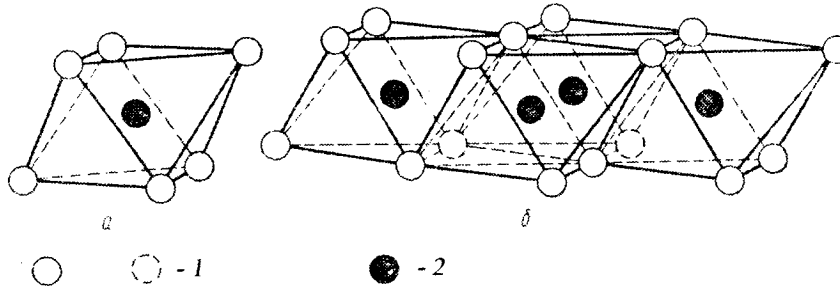


Рис. 5.4. Алюмогідроксильний октаедр (*а*) і ланцюг, який складається з алюмогідроксильних октаедрів (*б*):

1 – Гідроксил; *2* – Алюміній, Магній і т. д.

Глинисті мінерали утворюються з продуктів вивітрювання первинних мінералів у результаті синтезу шляхом їхньої поступової заміни у процесі

вивітрювання і ґрунтотворення. Також вони можуть утворюватися з продуктів мінералізації рослинних залишків біогенним шляхом.

До основних глинистих мінералів належать мінерали групи каолініту, гідрослюд, монтморилоніту, змішаношаруватих мінералів, хлориту.

Мінерали групи каолініту. Група каолініту включає в себе власне каолініт $Al[Si_2O_5](OH)_4$, галуазит $Al_2[Si_2O_5](OH)4{\cdot}2H_2O$, а також діккіт і макріт. Каолініт містить 45–46% кремнезему, глинозему – 38–40% і води близько 13%. Каолініт – це м'яка на дотик, біла тонколускувата глиниста маса. В ґрунтотворних породах і ґрунтах здебільшого мінерали каолініту перебувають у фракціях > 1 мк.

Утворення мінералів групи каолініту властиве кислому середовищу і відбувається в процесі тривалого вивітрювання первинних мінералів в елювіальних умовах. Каолініт є залишковим продуктом глибокого вивітрювання мінералів і синтезу сполук глинозему та кремнезему в умовах вологого холодного і передусім тропічного і субтропічного лісового ґрунтотворення.

Кристалічна ґратка каолініту двошарова (1:1) і складається з одного шару кремнекисневих тетраедрів і одного шару алюмогідроксильних октаедрів з міжпакетною відстанню 7,2Å (рис. 5.5). Вона характеризується відносно вузьким молярним відношенням $SiO_2 : Al_2O_3 = 2$. Каолініт містить дуже мало лужноземельних основ. Він характеризується низькою вбирною здатністю – 5–15 ммоль на 100 г мінералу, вбирання води слабке, кристалічна ґратка жорстка, вона не набухає, дисперсність невисока. Переважання каолініту в ґрунтах є ознакою недостатньої кількості основ. Найбільше каолініту міститься в каолінітових глинах, що утворюють поклади, які широко використовують у фарфоровій промисловості завдяки властивостям каолініту щодо води.

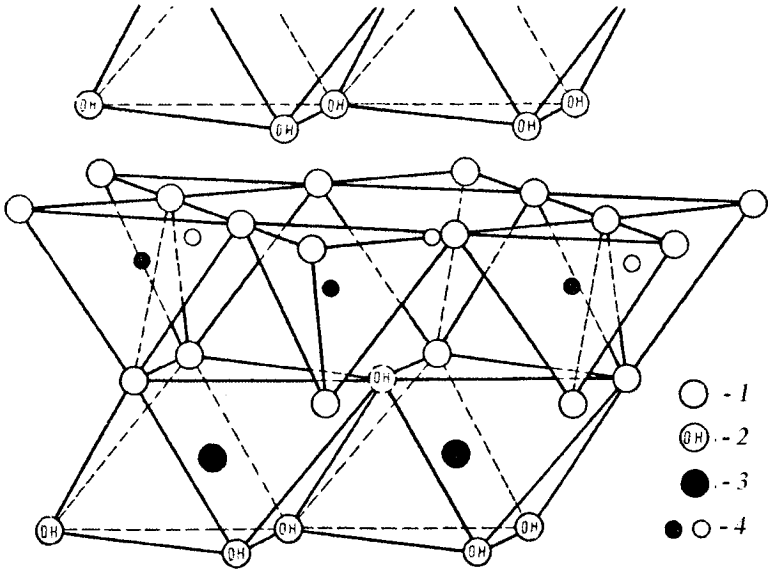


Рис. 5.5. Кристалічна ґратка каолініту (схема):
1 – Оксиген;
2 – Гідроксил;
3 – Алюміній;
4 – Силіцій

Мінерали групи гідрослюд. До складу цієї групи входять гідромусковіт $KAl_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$, гідробіотит $K(Mg,Fe)_3[(Al,Si)_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$, а також серицит. Вони містяться головно у фракціях діаметром до 1–2 мм.

Група мінералів гідрослюд утворюється в процесі вивітрювання первинних мінералів, передусім польових шпатів, слюд під час їхнього перетворення в каолініт. Утворення гідрослюд відбувається в умовах нейтральної і слабколужної реакції. Гідрослюда за кристалічною будовою є тришаровим мінералом, подібно до монтморилоніту (2:1). Міжпакетна відстань становить 10,5Å. Молярне відношення $SiO_2 : Al_2O_3$ в середньому сягає 2,5–3,0. У міжпакетному просторі міститься до 5–7% необмінного калію (рис. 5.6). Завдяки великому іонному радіусу калію (1,33Å) відбувається міцне зближення пакетів, тому кристалічна ґратка гідрослюди не розширюється під впливом води, що зумовлює помірну вбирну здатність – у межах 10–30 ммоль на 100 г мінералу. Гідрослюди характеризуються жорсткою кристалічною ґраткою, невираженим набуханням, схильні до утворення кірки при висиханні.

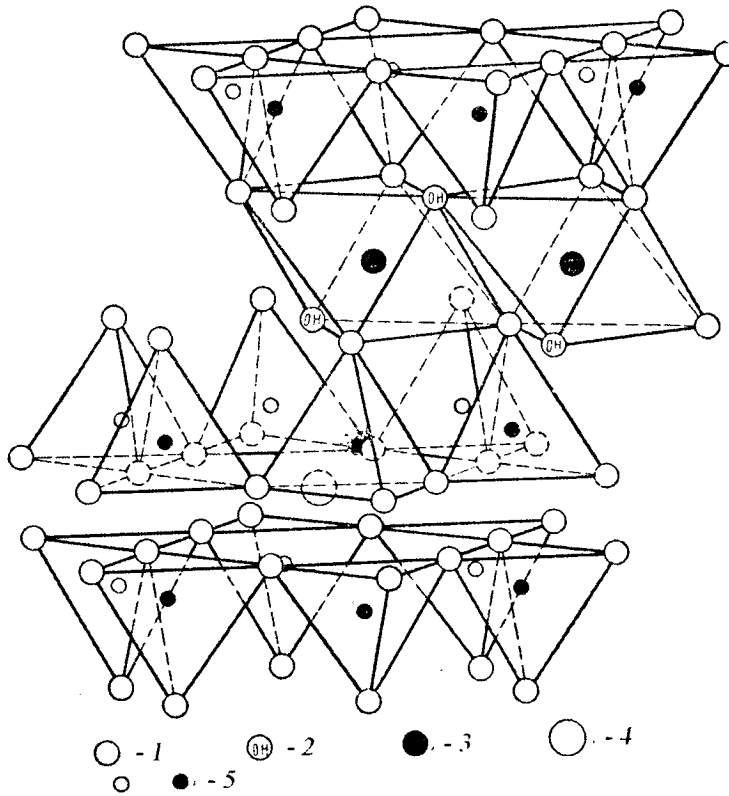


Рис. 5.6. Кристалічна ґратка слюди (схема):

1 – Оксиген; *2* – Гідроксил; *3* – Алюміній; *4* – Калій
(Силіцій на ¼ заміщений алюмінієм)

Гідрослюди – важливе джерело калію для живлення рослин. Значна кількість гідрослюд у ґрунтах впливає на фільтраційні властивості, вміст зв'язаної води тощо. Великий вміст гідрослюд є в покривних суглинках, ґрунтах підзолистого типу, а також у солонцюватих, каштанових ґрунтах і такирах.

Мінерали монтморилонітової групи (смектити). Поширеними вторинними алюмосилікатними мінералами ґрунтів і осадових порід є численні групи монтморилоніту. У його складі міститься до 51% кремнезему, 19–20% глинозему, до 15–16% води і помітна кількість магнію та кальцію.

Кристалохімічна формула монтморилоніту $Al_2(OH)_2[Si_4O_{10}]\cdot nH_2O$. Структурна одиниця його складається з двох шарів кремнекисневих тетраедрів і одного шару алюмогідроксильних октаедрів між ними (2:1) (рис. 5.7). Молярне відношення становить 3–4. Скупчення монтморилоніту має біле, сіре чи

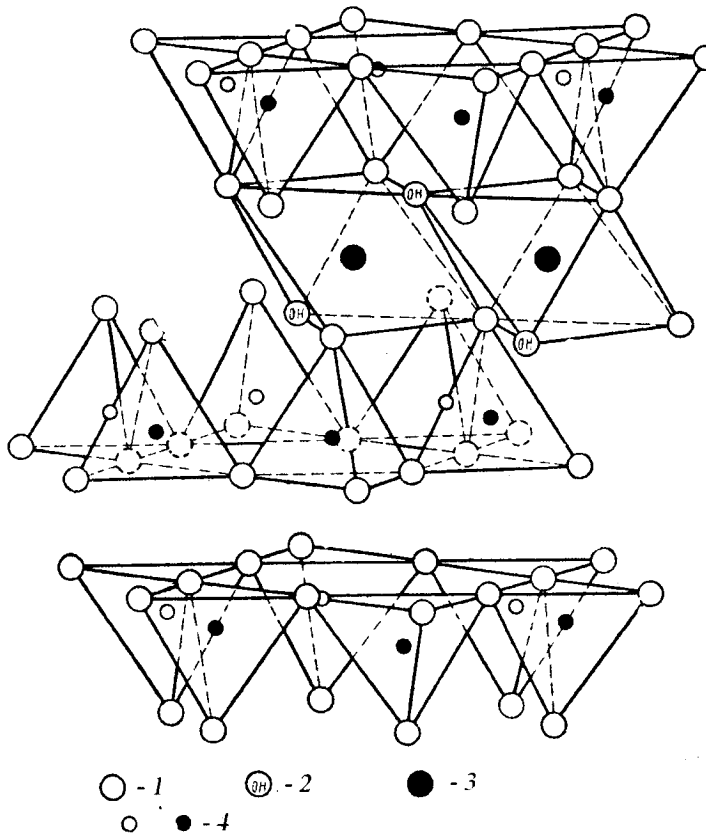


Рис. 5.7. Кристалічна ґратка монтморилоніту (схема):

1 – Оксиген; *2* – Гідроксил; *3* – Алюміній, Ферум, Магній; *4* – Силіцій, іноді Алюміній

зеленкувате забарвлення. Деякі його форми, зокрема ферумовий монтморилоніт, або нонтроніт, $(Fe,Al)_2[SiO_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$, мають темно-сіре, буре чи навіть чорне забарвлення.

До мінералів групи монтморилоніту належить бейделіт $Al_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}] \cdot nH_2O$ і нонтроніт. Вони мають рухому кристалічну ґратку і відрізняються високою вбирною здатністю.

Для мінералів групи монтморилоніту характерною є таблична форма, діаметр частинок до 0,25 мм, рухома кристалічна ґратка, міжпакетний простір якої, залежно від вологості, змінюється в межах 14–18Å, висока вбирна здатність – 70–150 ммоль на 100 г мінералу, інтенсивне вбирання води і повільна її віддача при висиханні, висока пластичність, в'язкість у вологому стані і сильне просідання у випадку висихання. Наявність мінералів групи монтморилоніту в ґрунтах легко виявити за великою в'язкістю у вологому стані і за утворенням дуже щільних призм, тумб і глибоких тріщин у сухих ґрунтах.

У цих мінералах сильно виражена властивість обмінного вбирання катіонів завдяки широкому міжпакетному просторові. Обмінного вбирання аніонів практично не буває.

Утворюються мінерали групи монтморилоніту переважно в умовах лужної реакції середовища та характерні для ґрунтів і наносів акумулятивних ландшафтів, особливо степових і напівпустельних. Найбільший вміст монтморилоніту є в чорноземах, каштанових ґрунтах, солонцях, а також у чорних тропічних і чорних злитих ґрунтах.

Висока дисперсність монтморилоніту, що зумовлено вмістом колоїдних частинок до 60% і до 80% частинок менше 0,001 мм, формує високу ємність вбирання і при взаємодії з гуматним гумусом сприяє водостійкості ґрунтової структури. Водно-фізичні властивості мінералів монтморилоніту малосприятливі, оскільки вони містять значну кількість недоступної для рослин вологи. Максимальна гігроскопічність сягає 30%. На фоні високого вмісту гумусу в ґрунтах з переважанням мінералів монтморилонітової групи їхні водно-фізичні властивості значно погіршуються.

Мінерали монтморилоніту з гідрослюдою, хлоритом, рідше з каолінітом утворюють змішано-шаруваті мінерали.

У ґрунтах значно рідше трапляються мінерали хлорит і вермикуліт. Група мінералів хлориту належить до чотиришарових. Для хлоритів характерний приблизно однаковий вміст SiO_2, Al_2O_3, MgO – по 25–27% кожного і близько 8% FeO_3. Нормальний хлорит характеризується жорсткою кристалічною ґраткою, проте трапляються хлорити з рухомою кристалічною ґраткою, а також хлорити змішано-шаруватої структури. Хлорити утворюються із водних розчинів і випадають в осад там, де відбувається накопичення тонких глин, оксидів заліза, сидериту, карбонату кальцію, а також при вивітрюванні основних і ультраосновних

вивержених порід. Хлорити мають помітну вбирну здатність – 10–40 ммоль на 100 г, тобто значно вищу, ніж у каолініту.

Вермикуліт – тришаровий мінерал, який за своїм складом близький до монтморилоніту. До його складу входять дво- і тривалентний Ферум, Магній. Вермикуліт має високу вбирну здатність (100-140 ммоль на 100 г). Розмір частинок у вермикуліті більший, ніж у монтморилоніті. Вермикуліт вбирає органічні речовини набагато слабше, ніж монтморилоніт. Відновні умови, наявність електролітів і лужне середовище забезпечують наявність магнію і рухомих сполук заліза та сприяють утворенню вермикуліту.

У глинах і ґрунтах часто трапляються змішано-шаруваті форми вермикуліту і хлориту, вермикуліту та іллiту, що відображає процеси їхнього взаємного перетворення. В їхніх кристалічних ґратках чергуються октаедричні й тетраедричні шари різних мінералів.

Аналіз поширення глинистих мінералів у ґрунтах засвідчив, що визначеної приуроченості їх до типів ґрунтів немає. Одні й ті ж мінерали можуть перебувати в різних типах ґрунтів і різні мінерали – в одному й тому ж типі ґрунтів. Це зумовлено різним складом ґрунтотворних порід і їхнім віком, а також генетичним зв'язком глинистих мінералів, їхнім можливим взаємним перетворенням.

Глинисті мінерали передусім формують ґрунтову матрицю, визначаючи різні екологічні функції ґрунтів, а саме: вміст елементів живлення, вологомісткість, щільність, питому поверхню, взаємодію з кореневою системою рослин, можливість освоєння ґрунту корінням тощо. Слюди і гідрослюди містять калій, забезпечуючи його запас у ґрунті. Мінерали, що містять Ферум, часто слугують діагностичними ознаками ґрунтів. Значний вміст валового Феруму характеризує фералітні ґрунти, а вміст марганцевого гетиту – ознака автоморфних ґрунтів.

5.5. Гранулометричний, мінералогічний і хімічний склад ґрунтотворних порід та ґрунтів

Уламки щільних порід і мінерали, які утворюють тверду фазу ґрунтів, розрізняють не тільки за типом кристалічної структури і хімічним складом, але й за розмірами. В ґрунтотворних породах і ґрунтах можуть бути уламки щільних порід розмірами від декількох сантиметрів до десятків сантиметрів, утворюючи скелет ґрунту. Розміри зерен окремих мінералів є в межах від 1,00 до 0,01 мм. Розміри слюдистих мінералів перебувають у межах від 0,01 мм до 0,001 мм. Глинисті мінерали більш дисперсні, їхній розмір 0,005-0,0001 мм. Окрім того, в ґрунті наявні колоїднодисперсні мінеральні та органічні утворення, діаметр частинок яких менший 0,0001 мм.

Переважання частинок того чи іншого розміру в ґрунтових породах і ґрунтах визначає значною мірою багато фізичних властивостей ґрунтової маси.

5.5.1. Гранулометричні елементи, їхні властивості та класифікація

Тверда фаза ґрунту і ґрунтотворних порід складається з частинок різної величини, які називають гранулометричними елементами. За ґенезою розрізняють мінеральні, органічні та органо-мінеральні частинки. Вони являють собою уламки гірських порід, окремі мінерали, гумусові речовини, продукти взаємодії мінеральних і органічних речовин..

У ґрунті або в ґрунтотворній породі гранулометричні елементи перебувають у вільному стані (пісок) і в агрегованому, коли вони утворюють структурні окремості – агрегати різної форми, розмірів і стійкості.

Властивості гранулометричних елементів змінюються залежно від розміру. Близькі за розміром і властивостями частинки групують у фракції (табл. 5.1).

Таблиця 5.1

Класифікація гранулометричних елементів ґрунтової маси (за Н. А. Качинським)

Розмір гранулометричних елементів, мм	Назва гранулометричних елементів
> 3	каміння
3–1	гравій
1–0,5	пісок грубий
0,5–0,25	пісок середній
0,25–0,05	пісок дрібний
0,05–0,01	пил грубий
0,01–0,005	пил середній
0,005–0,001	пил дрібний
0,001–0,0005	мул грубий
0,0005–0,0001	мул тонкий
< 0,0001	колоїди

Усі частинки понад 1 мм називають *скелетом ґрунту*, а менші 1 мм – *дрібнозе́мом*.

Окремі фракції по-різному впливають на властивості ґрунтотворних порід і ґрунтів.

Каміння (> 3 мм) – це переважно уламки гірських порід. Наявність каміння в ґрунті зумовлює його кам'янистість, яка утруднює обробіток ґрунту, проростання і розвиток рослин. За ступенем кам'янистості (вміст частинок понад 3 мм у % від маси) ґрунти поділяють на: кам'янисті – 0,5%, слабокам'янисті – 0,5–5%, середньокам'янисті – 5–10% і сильнокам'янисті – > 10%. За типом кам'янистості ґрунти можуть бути валунні, галечникові, щебенюваті. Валунні ґрунти трапля-

ються в нечорноземній зоні, а також на Поліссі, галечникові – в долинах рік, а щебенюваті – в гірських і передгірських районах.

Гравій (3–1 мм) складається з уламків первинних мінералів. Високий вміст гравію зумовлює несприятливі властивості – низьку вологоємність, відсутність водопідйомної здатності, високу водопроникність. Гравій у ґрунтах не перешкоджає його обробітку.

Піщана фракція (1–0,05 мм) складається з уламків первинних мінералів, зокрема кварцу і польових шпатів. Ця фракція має високу водопроникність, не набухає, не пластична, проте має певну капілярність і вологоємність. Тому природні піски, зокрема дрібнозернисті, придатні для вирощування сільськогосподарських культур.

Пил грубий і середній (0,05–0,005 мм). Грубий пил не відрізняється за мінералогічним складом від піщаної фракції. Для середнього пилу (0,01–0,005 мм) характерний підвищений вміст слюд, вона більш дисперсна, краще утримує воду, слабо водопроникна, не здатна до коагуляції і не бере участі в структуротворенні. Тому ґрунти, що містять грубий і середній пил, легко розпилюються, схильні до ущільнення і запливання.

Пил дрібний (0,005–0,001 мм) складається з первинних і вторинних мінералів, високодисперсний, здатний до коагуляції і структуротворення, володіє вбирною здатністю. Однак наявність значної кількості дрібного пилу в ґрунтах зумовлює низьку водопроникність, здатність до набухання і просідання, липкість, тріщинуватість, щільне складення.

Мул (< 0,001 мм) складається переважно з високодисперсних вторинних мінералів. Мулувата фракція має високу вбирну здатність, містить багато гумусу і елементів живлення рослин. Відіграє важливу роль у структуротворенні. Мулувата фракція має здатність склеювати гранулометричні елементи в агрегати, формуючи структурний ґрунт, який характеризується сприятливими фізичними властивостями.

Отже, зі зменшенням розміру гранулометричних елементів значно змінюються їхні властивості. Дослідження засвідчили, що властивості гранулометричних елементів досить різко змінюються на межі 0,01 мм, що дало змогу розділити всі гранулометричні фракції на дві великі групи: фізичний пісок (> 0,01 мм) і фізичну глину (< 0,01 мм).

5.5.2. Класифікація ґрунтів за гранулометричним складом

Різні фракції гранулометричних елементів характеризуються неоднаковими властивостями і перебувають у ґрунтах у різних співвідношеннях. ***Відносний вміст у ґрунті або ґрунтотворній породі фракцій гранулометричних елементів називають гранулометричним складом.***

За гранулометричним складом ґрунти об'єднують у декілька груп з характерними для них фізичними, фізико-хімічними та хімічними властивостями.

В основу класифікації ґрунтів за гранулометричним складом покладено співвідношення фізичного піску (частинки розміром > 0,01 мм) і фізичної глини (частинки розміром < 0,01 мм). Найбільше у ґрунтознавстві використовують класифікацію Н. А. Качинського. За співвідношенням фізичного піску і фізичної глини з урахуванням інших переважаючих фракцій: гравійної (3–1 мм), піщаної (1–0,05 мм), грубопилуватої (0,05–0,01 мм), пилуватої (0,01–0,001 мм) і мулуватої (< 0,001 мм) Н. А. Качинським виділено 18 груп ґрунтів за гранулометричним складом.

Класифікацію складено з урахуванням генетичної природи ґрунтів, здатності їхньої глинистої фракції до агрегування, що залежить від вмісту гумусу, складу обмінних основ, мінералогічного складу. Чим вища ця здатність, тим слабше проявляються глинисті властивості за однакового вмісту фізичної глини. Тому степові ґрунти, червоноземи і жовтоземи, як більш структурні, переходять у категорію важчих ґрунтів за більшого вмісту фізичної глини, ніж солонці та ґрунти підзолистого типу. Так, степові ґрунти (чорноземи) зачислюють до категорії глинистих при 60–75% вмісті фізичної глини, підзолисті – при 50–65%, а солонці – при 40–50% (табл. 5.2).

Таблиця 5.2

Класифікація ґрунтів за гранулометричним складом (за Н. А. Качинським)

Коротка назва ґрунту за гранулометричним складом	Вміст фізичної глини (частинки < 0,01 мм) і фізичного піску (частинки > 0,01 мм)					
	підзолистий тип ґрунтотворення		степовий тип ґрунтотворення, червоноземи і жовтоземи		солонці та сильно-солонцюваті ґрунти	
	< 0,01 мм	> 0,01 мм	< 0,01 мм	> 0,01 мм	< 0,01 мм	> 0,01 мм
Пухкопіщаний	0-5	100-95	0-5	100-95	0-5	100-95
Зв'язнопіщаний	5-10	95-90	5-10	95-90	5-10	95-90
Супіщаний	10-20	90-80	10-20	90-80	10-15	90-85
Легкосуглинковий	20-30	80-70	20-30	80-70	115-20	85-80
Середньо-суглинковий	30-40	70-60	30-45	70-55	20-30	80-70
Важкосуглинковий	40-50	660-50	45-60	55-40	30-40	70-60
Легкоглинистий	50-65	550-35	60-75	40-25	40-50	60-50
Середньоглинистий	65-80	35-20	75-85	25-15	50-65	50-35
Важкоглинистий	< 80	> 20	< 85	> 15	< 65	> 35

Для розширеної назви ґрунту за гранулометричним складом вказують одну або дві переважаючі фракції. При подвійній назві переважаючих фракцій останньою називають фракцію, частка якої є більшою.

Якщо у ґрунті або ґрунтотворній породі містяться фракції з діаметром понад 3 мм, то враховується відносний вміст цієї фракції від загальної маси і характеризується ступінь скелетності, або кам'янистості відповідно до класифікації за Н. А. Качинським (таблиця 5.3).

Таблиця 5.3

Ступінь кам'янистості ґрунту

Вміст фракції > 3мм, %	Ступінь кам'янистості
< 0,5	Некам'янисті
0,5-5,0	Слабкокам'янисті
5–10	Середньокам'янисті
> 10	Сильнокам'янисті

Визначення відносного вмісту окремих гранулометричних фракцій здійснюють різними методами залежно від їхніх розмірів. Для виокремлення з ґрунту різних гранулометричних фракцій необхідно дезагрегувати ґрунтову масу, оскільки більшість гранулометричних елементів склеєні в мікро- і макроагрегати. Дезагрегацію здійснюють шляхом розтирання вологого ґрунту в ступці гумовим товкачиком. Для повного дезагрегування ґрунт обробляють 4% розчином пірофосфату натрію. Крупні фракції просіюють через сита з отворами відповідного розміру: 1,0 мм; 0,5 мм; 0,25 мм. Фракції, дрібніші 0,25 мм, розділяють способом відмучування і осідання (седиментації) в стоячій воді. Для відбору фракцій використовують метод піпетки в модифікації Н. А. Качинського, який засновано на розрахунку швидкості падіння частинок різного розміру у воді. Великі, важкі ґрунтові частинки швидше осідають у стоячій воді порівняно з дрібними частинками, які зависають на певній глибині.

Для відбору частинок певного діаметра розраховують час, необхідний для того, щоб стовп рідини певної товщини звільнився від частинок з більшим діаметром (табл. 5.4). Такі розрахунки здійснюють з використанням формули Стокса:

$$V = \frac{2}{g} gr^2 \left(\frac{d_1 - d_2}{n}\right),$$

де V – швидкість падіння частинок, см/с; g – прискорення сили тяжіння 9,81 м/с^2; r – радіус частинки, см; d_1 – питома вага частинки; d_2 – питома вага рідини (води), в якій здійснюють аналіз; n – в'язкість рідини.

Цей метод визначення гранулометричного складу ґрунтів доволі складний і отримані дані дуже широко варіюють. При цьому для різних ґрунтів і горизонтів ступінь варіації помітно різниться. Тому запропоновано визначати вміст гранулометричних фракцій ґрунтів з точністю до десятих або цілих відсотка.

У польових умовах використовують експрес-методи, які дають змогу швидко, проте приблизно, визначити гранулометричний склад ґрунтів. Серед цих методів найпоширенішим є органолептичний, в основу якого покладено фізико-механічні властивості зволоженого ґрунту. Зволожений ґрунт ретельно розми-

нають у руках до цілковитого руйнування мікроагрегатів, а потім розкачують у шнур товщиною 2–3 мм і намагаються згорнути у кільце діаметром приблизно 3 см. Залежно від консистенції ґрунтової маси і поведінки шнура при згортанні в кільце визначають польову назву гранулометричного складу ґрунту, використовуючи стандартні критерії.

Таблиця 5.4

Час відбору проб і глибина занурення піпетки залежно від питомої ваги частинок і температури

Діаметр частинок, мм	Глибина відбору проб, см	Питома вага частинок	Час відбору проб з початку досліду при температурі		
			15°С	20°С	25°С
0,05 і <	25	2,5	2′19″	2′03″	1′48″
		2,6	2′10″	1′55″	1′43″
		2,7	2′03″	1′49″	1′37″
0,01 і <	10	2,5	23′12″	20′31″	18′15″
		2,6	21′45″	19′14″	17′06″
		2,7	20′28″	18′06″	16′06″
0,005 і <	10	2,5	1 год. 32′48″	1 год. 22′01″	1 год. 12′58″
		2,6	1 год. 26′59″	1 год. 16′55″	1 год. 08′25″
		2,7	1 год. 21′54″	1 год. 12′24″	1 год. 04′24″
0,001 і <	7	2,5	27 год. 04′	23 год. 56′	21 год. 17′
		2,6	25 год. 22′	22 год. 26′	19 год. 57′
		2,7	23 год. 53′	21 год. 07′	18 год. 49′

Запропоновано такі стандартні критерії польового визначення гранулометричного складу ґрунтів (рис. 5.8):

1 – *пісок*, непластичний (скачати кульки або шнурок неможливо; ґрунт безструктурний, незв'язний, у сухому стані вільно розсипається; складається з окремих зернин, добре помітних неозброєним оком, інколи з невеликою домішкою дрібних частинок;

2 – *супісок*, дуже слабопластичний (скачується в неміцну кульку, не скачується у шнурок, при стискуванні між пальцями формується чечевицеподібний коржик); ґрунт легко розтирається в сухому стані між пальцями до суміші піщаних і важчих частинок з перевагою піщаних на дотик;

3 – *суглинок легкий*, слабопластичний (скачується в короткі товсті циліндрики, ковбаски, які дають тріщини при згинанні); ґрунт під час розтирання в сухому стані між пальцями дає тонкодисперсний порошок, в якому відчуваються на дотик піщані зерна;

4 – *суглинок середній*, середньопластичний (скачується в шнурок діаметром 2–3 мм, який ламається при подальшому скачуванні або дає тріщини під час

згинання); ґрунт унаслідок розтирання в сухому стані між пальцями дає тонкодисперсний порошок, в якому можуть відчуватися на дотик лише окремі піщані зерна;

5 – *суглинок важкий*, дуже пластичний (скачується в тонкий, до 2 мм у діаметрі, шнурок, який надламується при згинанні його в кільце діаметром 2–3 см); в сухому стані агрегати можна розтерти в порошок за допомогою ножа, але не пальцями; порошок тонкодисперсний на дотик, без окремих піщаних зерен;

6 – *глина*, високопластична (скачується в довгий, тонкий, до 2 мм у діаметрі, шнурок, який згинається без тріщин у кільце діаметром 2–3 см); у сухому стані агрегати важко розтерти ножем до тонкодисперсного однорідного порошку.

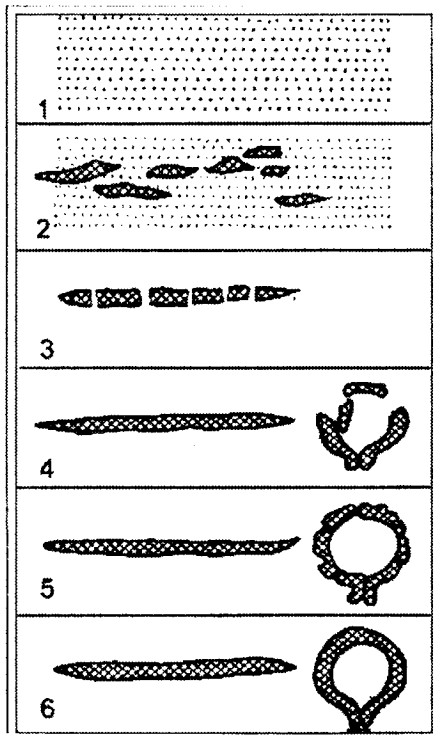


Рис. 5.8. Стандартні критерії польового визначення гранулометричного складу ґрунтів

Гранулометричний склад ґрунтів має значний вплив на процес ґрунтотворення і сільськогосподарське використання ґрунтів. Оцінити зміни в гранулометричному складі ґрунту в результаті процесів ґрунтотворення досить важко. Необхідно врахувати властивості, які функціонально пов'язані з гранулометричним складом. Функціональна залежність також змінюється залежно від вмісту в ґрунті гумусу. Тому вибір властивостей ґрунтів, які можуть коригувати гранулометричний склад, є дуже актуальним завданням.

Гранулометричний склад визначає багато інших властивостей ґрунтів, як фізичних, так і хімічних. Упакування частинок створює шпаруватість, питома поверхня залежить від кількості мулуватих частинок, а сама питома поверхня ґрунтів визначає взаємодію коріння рослин і ґрунту, витягування поживних речовин із ґрунту, вміст доступної рослинам води тощо. Щільність ґрунту також залежить від гранулометричного складу.

Гранулометричний склад – одна з основних властивостей, яка визначає багато інших властивостей. Наприклад, визначає екологічні функції ґрунтів, такі як поширення рослин, освоєння ґрунту кореневою системою, забезпечення рослин водою та елементами живлення. Наприклад, за вмісту фракцій розміром < 0,2 мм менше 10% від маси, ґрунти непридатні для заліснення. За вмісту тих же фракцій 10–20% можуть рости лишайникові сосняки, за їхнього вмісту 20–30%

– зеленомохові бори, 30–40% – бори трав'янисті з буком у підліску, а понад 40% – формуються складні бори з дубом і буком.

Гранулометричний склад зумовлює такі важливі властивості, як питома поверхня, щільність будови тощо. Залежно від нього змінюються умови обробітку, терміни польових робіт, норми добрив, розміщення сільськогосподарських культур.

Гранулометричний склад – досить стійка ознака, успадкована від ґрунтотворних порід. Правильне використання ґрунтів покращує його. Корінне покращення властивостей безструктурних піщаних ґрунтів можливе шляхом вапнування, а глинистих – піскуванням на фоні застосування високих доз органічних добрив.

Оцінюючи вплив гранулометричного складу на властивості ґрунтів і їхню родючість, необхідно також враховувати біологічні та фізіологічні особливості сільськогосподарських культур, різні сорти яких мають різну врожайність на легких і важких ґрунтах.

5.5.3. Мінералогічний склад ґрунтів

Властивості ґрунтів значною мірою визначаються особливостями мінералогічного складу, зокрема хімічним складом і кристалічною структурою первинних і вторинних мінералів. Більшість первинних мінералів успадковані ґрунтом від ґрунтотворної або материнської породи. Вторинні мінерали утворюються в процесі вивітрювання і змін у кристалічних ґратках первинних мінералів. Безпосередньо у ґрунті утворюються мінерали карбонатів і сульфатів. Порівняно з гірськими породами, мінералогічний склад ґрунтів суттєво відрізняється (табл. 5.5).

Істотні зміни співвідношення первинних мінералів спостерігаються у магматичних гірських породах і ґрунтах. У магматичних породах польових шпатів міститься 50,2%, кварцу – 20,4%; у ґрунтах і ґрунтотворних породах вміст польових шпатів не перевищує 25%, а частка кварцу в різних горизонтах може сягати 95%. Кварц, маючи каркасну будову, майже не піддається вивітрюванню, отож у процесі ґрунтотворення його відносний вміст зростає.

Гранулометричний склад певною мірою зумовлює мінералогічний склад ґрунтів. Переважно з первинних мінералів – кварцу, польових шпатів, слюд – складаються піщані й супіщані ґрунти. У суглинкових і глинистих ґрунтах поруч з первинними мінералами значну частку (30–50%) займають вторинні глинисті мінерали. Первинні мінерали визначають деякі водно-фізичні та фізико-механічні властивості ґрунтів і формують скелет ґрунту. Глинисті мінерали завдяки високій дисперсності зумовлюють інтенсивні реакції сорбції, десорбції, обміну і фіксації катіонів, гідратації та дегідратації тощо.

Таблиця 5.5

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

№ з/п	Мінерали	Магматичні гірські породи	Ґрунтотворні породи і ґрунти
Первинні мінерали			
1	Кварц	20,4	50–70 до 95
2	Польові шпати	50,2	1–10 до 25
3	Слюда	7,7	1–10
4	Рогова обманка	1,6	0,5–3
5	Авгіт	12,9	0,5–3
6	Олівін	2,6	0,5–3
Вторинні мінерали			
7	Глинисті	–	2–30
8	Карбонати	–	1–20
9	Оксиди і гідрооксиди металів і неметалів	–	2–15
10	Сульфати	–	0,1–3
11	Фосфати	–	0,1–0,3
12	Нітрати	–	Сліди
13	Галоїди	–	Сліди
14	Інші	4,6	1

Важливе значення у розвитку ґрунтотворного процесу має перерозподіл та перетворення глинистої маси у профілі ґрунту. Диференціацію мулуватої фракції загалом, як і окремих глинистих мінералів, зумовлюють процеси, які об'єднують у чотири групи. Перша група процесів об'єднує різноманітні трансформаційні зміни, які спричиняють зміни величини заряду і хімічного складу кристалічної ґратки, однак при цьому зберігається окристалізованість і приналежність мінералу до підкласу шаруватих мінералів. Друга група процесів – руйнування глинистих мінералів у процесі ґрунтотворення, в результаті чого вони цілковито розчиняються або втрачають окристалізованість і перетворюються в аморфні сполуки. Третя група процесів охоплює міграцію глинистих мінералів у непорушеному вигляді у формі суспензії, тобто процес лесиважу. Показниками лесиважу є глинисті плівки на поверхні агрегатів і в тріщинах. Четверта група процесів – оглинювання, тобто утворення глинистого матеріалу *in situ* в ґрунтовому профілі. Діагностується цей процес за позитивним балансом глинистих частинок у профілі ґрунту порівняно з материнською породою.

У різних типах ґрунтотворення кожен з цих процесів може бути переважаючим; усі вони відбуваються у взаємодії один з одним. Цим зумовлений власний розподіл глинистих мінералів по профілю для різних типів ґрунтів.

У підзолистих ґрунтах з глинисто-диференційованим профілем перерозподіл глинистого матеріалу спричинений руйнуванням окремих мінералів залежно від їхньої стійкості до вивітрювання. Найбільше руйнується монтморилоніт, менше – іліт, найменше – каолініт. Так мулувата фракція верхніх опідзолених горизонтів збіднюється мінералами, які набухають, і відносно збагачується каолінітом, а профіль ґрунту загалом збіднюється мулуватою фракцією. Однак у підзолистих ґрунтах відбуваються також процеси лесиважу і трансформаційні зміни шаруватих силікатів. У складі мулуватих фракцій підзолистих ґрунтів (зокрема, в елювіальному горизонті) виявлено підвищений вміст тонкодисперсного кварцу, що зумовлено відносним його накопиченням через руйнування інших компонентів, а також фізичну диспергацію кварцових зерен більших фракцій.

На відміну від підзолистих ґрунтів, у профілі сірих лісових ґрунтів спостерігається елювіально-ілювіальний розподіл мулуватої фракції. Елювіальні горизонти збіднені мінералами монтморилонітової групи, які мають здатність набухати, і відносно збагачені каолінітом та ілітом. Накопичення мінералів монтморилонітової групи в мулуватій фракції відбувається в ілювіальному горизонті. Такий розподіл пов'язаний з процесами руйнування монтморилоніту і винесенням його в нижні горизонти шляхом лесиважу. Однак можливе накопичення ілітів у верхній частині профілю сірих лісових ґрунтів пов'язане з процесом ілітизації – формуванням слюдоподібних структур внаслідок необмінної сорбції калію лабільними силікатами.

За гранулометричним і мінералогічним складом мулуватої фракції чорноземи типові слабо диференційовані. Незначне збільшення іліту і зниження вмісту лабільних силікатів спостерігається в гумусових горизонтах порівняно з горизонтами, що залягають нижче. Накопичення іліту і відносна втрата монтморилоніту у верхніх горизонтах чорнозему зумовлені розвитком процесів філітизації, про що свідчить збільшення K_2O у валовому хімічному складі мулуватої фракції цих горизонтів. У чорноземах типових спостерігається збільшення вниз за профілем вмісту хлоритів, що спричинено їхнім руйнуванням у верхній частині профілю і трансформаційними змінами у лабільних силікатах (Т. А. Соколова, 1985).

У зрошуваних чорноземах інтенсифікуються процеси внутрігрунтового вивітрювання, порушуючи рівновагу компонентів мінералогічного складу їхнього профілю. Розвивається поетапна еволюція перетворення глинистого матеріалу в профілі зрошуваних чорноземів. Перший етап полягає в роз'єднанні мінеральної та органічної частини шляхом руйнування органо-мінеральних комплексів з низькотекстурною лабільною органічною частиною. Цей процес відбувається в результаті руйнування і трансформації смектитового компонента. Другий етап відповідає створенню нового рівноважного стану системи в нових

умовах ґрунтотворення, які характеризуються відсутністю або меншим вмістом смектитової фази, переважно зміною їхнього кристалохімічного стану, підвищеним вмістом гідрослюд-слюд і високодисперсного кварцу. Одним з найвиразніших процесів перетворення мінеральної частини чорноземів південних під час зрошення є процес гідрослюдизації, який відбувається за рахунок трансформації і вилучення смектитової фази, поповнення мулуватого матеріалу за рахунок слюдового компонента з пилуватої фракції, яке відбувається шляхом дезінтеграції їхніх листочків. Розвиток процесів гідрослюдизації може бути пов'язаний з необмінною фіксацією калію з калійних добрив і біогенного калію змішаношаруватими мінералами, а також за рахунок занесення гідрослюдового матеріалу зі зрошуваними водами (С. П. Позняк, 1997).

Ґрунти солонцевого комплексу характеризуються елювіально-ілювіальним розподілом мулуватої фракції по профілю. На формування профілю солонцевих ґрунтів впливають декілька процесів. Процес ілітизації веде до збільшення вмісту ілітів і зменшення кількості лабільних силікатів у верхніх горизонтах. Зменшення кількості хлоритів у цій частині профілю відбувається шляхом руйнування і накопичення аморфних сполук типу алофанів. Процес лесиважу зумовлює перерозподіл мулуватої фракції у ґрунтовому профілі, однак без диференціації за мінералогічним складом. Накопичення високодисперсних мінералів у профілі ґрунтів солонцевого комплексу порівняно з материнською породою пов'язане з розвитком процесу оглинювання. Під впливом содового засолення у ґрунтах солонцевого комплексу спостерігається перехід лабільних силікатів у супердисперсний стан (Т. А. Соколова, 1985).

5.5.4. Хімічний склад ґрунтів

Основним джерелом хімічних елементів ґрунту є породи літосфери. Основна маса літосфери складається з порівняно незначної кількості оксидів (табл. 5.6).

Десять оксидів SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, H_2O і TiO_2, до складу яких входить така ж кількість елементів, формують майже 99% загальної маси літосфери. На частку всіх інших елементів припадає лише близько 1%. Це не означає, що їхня роль невелика, оскільки до них належать такі біологічно важливі елементи, як Карбон, Нітроген, Фосфор, Сульфур, та інші.

Між середнім вмістом хімічних елементів гірських порід і пухких ґрунтотворних порід спостерігається деяка подібність. На першому місці є кварц, на другому – глинозем, на третьому – оксид феруму, далі – основи: магній, кальцій, натрій і калій. Вміст фосфору і сульфуру в одних та інших незначний.

Таблиця 5.6

Середній хімічний склад літосфери (за Ф. У. Кларком)

Оксиди	Середній для всієї літосфери вміст оксидів (у % від ваги сухої породи)
SiO_2	59,08
Al_2O_3	15,23
Fe_2O_3	3,10
FeO	3,72
MgO	3,45
CaO	5,10
Na_2O	3,71
K_2O	3,11
H_2O	1,30
TiO_2	1,03
CO_2	0,35
Cl	0,045
S	0,049
SO_3	0,026
P_2O_5	0,285
MnO	0,118
Інші	0,297
Всього	100,0

Валовий хімічний склад ґрунтів успадкований від ґрунтотворної породи. Вплив чинників ґрунтотворення веде до певної зміни валового хімічного складу. Теоретично будь-які зміни ґрунтового розчину повинні супроводжуватися змінами валового складу ґрунту. Ці зміни можуть бути незначними і навіть не фіксуватися застосовуваними методами досліджень, проте зрештою вони накопичуються і стають помітними. Зміни валового хімічного складу можна спостерігати за побічними ознаками: відмінністю горизонту від материнської породи, комбінаціями складу цього горизонту в просторі залежно від варіювання чинників ґрунтотворення, що зумовлюють до формування структури ґрунтового покриву. Часто вважають, що різниця у валовому хімічному складі спричинена визначеними процесами (елювіальний, підзолистий, лесиваж, оглеєння, поглинання, фералітизація тощо). Винесення Ca, Fe, Al, Si, розчинних солей, осідання з розчинів Fe, карбонатів Ca – це далеко не вичерпний перелік процесів, що лежать в основі ґрунтотворення. Проте інколи сама назва процесу суперечить його суті. Наприклад, процес фералітизації, що відбувається в тропічних і субтропічних лісах, визначається накопиченням Fe і Al в результаті винесення Si. Тоді, можливо, краще назвати цей процес десилікація, якщо врахувати, що оксиди і гідрооксиди Fe і Al накопичуються внаслідок винесення Si.

Співвідношення хімічних елементів у літосфері і ґрунтах (табл. 5.7) засвідчує, що майже половину ваги літосфери і ґрунту складає оксиген (відповідно 47,2 і 49,0%).

Таблиця 5.7

Середній вміст хімічних елементів у літосфері і ґрунтах, % за масою (за А. П. Виноградовим, 1950)

№ з/п	Елементи	Літосфера	Ґрунт	№ з/п	Елементи	Літосфера	Ґрунт
1	O	47,20	49,00	11	C	0,10	2,00
2	Si	27,60	33,00	12	S	0,09	0,085
3	Al	8,80	7,13	13	Mn	0,09	0,085
4	Fe	5,10	3,80	14	P	0,08	0,08
5	Ca	3,60	1,37	15	N	0,1	1,0
6	Na	2,64	0,63	16	Cu	0,01	0,002
7	K	2,60	1,36	17	Zn	0,005	0,005
8	Mg	2,10	0,60	18	Co	0,003	0,0008
9	Ti	0,60	0,46	19	B	0,0003	0,001
10	H	0,15	?	20	Mo	0,0003	0,0003

Понад четверту частину (27,6%) у літосфері і третину (33,0%) у ґрунті займає силіцій. Разом з амонієм, ферумом і лужноземельними металами ці елементи становлять понад 99% загальної маси літосфери і ґрунту. Збільшення в складі ґрунту вмісту оксигену і силіцію та зменшення кількості алюмінію, феруму, кальцію, натрію, калію та магнію порівняно з літосферою спричинене зміною співвідношення вмісту в ґрунтах кварцу і польових шпатів.

Характерною особливістю хімічного складу ґрунтів є присутність у ньому органогенних елементів – карбону і нітрогену, яких міститься, відповідно, у 20 і 10 разів більше, ніж у літосфері. Біосферне надходження цих елементів у ґрунти з рослинними залишками зумовлює те, що рослини, в свою чергу, зв'язують карбон у процесі фотосинтезу з атмосферним CO_2, а нітроген безпосередньо надходить із атмосфери при грозових розрядах та внаслідок життєдіяльності азотфіксуючих мікроорганізмів. Отож роль атмосферного повітря у формуванні хімічного складу ґрунтів є вагомою.

Контрольні запитання і завдання

1. *Охарактеризуйте основні типи гірських порід.*
2. *У чому полягає процес вивітрювання гірських порід?*
3. *Назвіть первинні мінерали у ґрунті.*
4. *Які вторинні мінерали переважають у різних типах ґрунтів?*

5. *Якими методами визначають гранулометричний склад ґрунтів?*
6. *Охарактеризуйте особливості мінералогічного складу різних типів ґрунтів.*
7. *Які особливості класифікації ґрунтів за гранулометричним складом?*
8. *Охарактеризуйте середній хімічний склад літосфери.*
9. *У чому полягає подібність і відмінність гірських порід і ґрунтів?*
10. *Як впливає вміст гранулометричних фракцій на властивості ґрунтів?*
11. *Охарактеризуйте властивості мулуватої фракції.*
12. *Яку будову має кристалічна ґратка монтморилоніту?*

Література

1. Геннадиев А. Н. География почв с основами почвоведения / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. – М. : Высшая школа, 2005. – 461 с.
2. Горбунов Н. И. Минералогия и физическая химия почв / Н. И. Горбунов. – М. : Наука, 1978. – 294 с.
3. Градусов Б. П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах / Б. П. Градусов. – М. : Наука, 1976. – 128 с.
4. Ґрунтознавство / [за ред. проф. Д.Г. Тихоненка]. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
5. Качинский Н. А. Физика почвы / Н. А. Качинский. – М. : Высшая школа, 1965. – Ч. 1. – 322 с; Ч. 2. – 1970. – 358 с.
6. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв / [под ред. Е. В. Шеина]. – М. : Изд-во МГУ, 2001. – 200 с.
7. Почвоведение / [под ред. А. А. Роде, В. Н. Смирнова]. – М. : Высшая школа, 1972. – 480 с.
8. Почвоведение. Почва и почвообразование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Г. Д. Белицина, В. Д. Васильевская, Л. А. Гришина и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 1. – 400 с.
9. Соколова Т. А. Глинистые минералы в почвах гумидных областей СССР / Т. А. Соколова. – Новосибирск : Наука, 1985. – 252 с.
10. Соколова Т. А. Закономерности профильного распределения высокодисперсных минералов в различных типах почв / Т. А. Соколова. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1985. – 84 с.
11. Теории и методы физики почв / [под ред. Е. В. Шеина, Л. О. Карпачевского]. – М. : Криф и К, 2007. – 616 с.
12. Ферсман О. Е. Геохимия / О. Е. Ферсман. – Л. : Научно-техн. изд-во, 1939.
13. Чижикова Н. П. Минералогический состав илистых фракций черноземов / Н. П. Чижикова // Черноземы СССР – М. : Колос, 1974. – Т. 1. – С. 173–187.
14. Шеин Е. В. Курс физики почв / Е. В. Шеин. – М. : Изд-во МГУ, 2005. – 432 с.

Розділ 6

ОРГАНІЧНА ТА ОРГАНО-МІНЕРАЛЬНА ЧАСТИНИ ҐРУНТУ

Біологічний колообіг, зокрема цикл карбону, веде до накопичення в ґрунті органічної речовини. Власне, і формування ґрунтів з осадових порід супроводжується успадкуванням ґрунтом органічної речовини осадових порід і утворенням гумусового профілю ґрунту.

6.1. Джерела органічних речовин у ґрунтах та їхній хімічний склад

Органічні речовини надходять у ґрунт з наземними і кореневими залишками вищих рослин, при відмиранні численних популяцій мікроорганізмів і тварин, що є в ґрунті.

Розрізняють дві форми органічної речовини у ґрунті. На поверхні формується шар підстилки, який складається з опалого листя і хвої. Лісова підстилка – це компактне утворення у вигляді майже суцільного шару на поверхні лісових ґрунтів. У трав'яних екосистемах на поверхні утворюється трав'яна повсть – пухкий органогенний шар, що складається з переплетених залишків трав'яних рослин, листя, соломи злаків.

Основна маса органічних залишків надходить з наземним і кореневим опадом вищих рослин і коливається в широких межах: від 10–12 ц/га за рік у холодних і спекотних пустелях до 210–250 ц/га у вологих субтропічних і тропічних лісах. Помірно посушливі і лучні степи поставляють з наземним і передусім кореневим опадом 100–140 ц/га органічних залишків на рік. Під лісовою рослинністю більша частина органічних залишків надходить на поверхню ґрунту, під трав'яною рослинністю – переважно всередину ґрунту при відмиранні коріння.

До органічних залишків належать воски, жири, смоли, целюлоза, геміцелюлози, розчинні вуглеводні і лігнін. Співвідношення цих компонентів у різних видах рослин і різних органах одного і того ж виду неоднакове. Високим вмістом восків і смоли відзначається хвоя дерев, а високим вмістом целюлози і лігніну та майже цілковитою відсутністю білків – деревина хвойних і листяних порід. Високий вміст білків характерний для багаторічних бобових трав і передусім для бактерій, в тілах яких вони переважають. До рослинних тканин належать також різноманітні органічні кислоти жирного й ароматичного рядів: щавлева, бурштинова та інші. В органічних залишках наявні також зольні елементи (Ca, K, Mg, P, S, Si, Fe, Al, Mn) і багато мікроелементів (Mo, B, Ba, Sr, Cu, Zn та інші).

6.2. Процеси перетворення органічних залишків у ґрунті

Органічні речовини, які надходять у ґрунт, зазнають процесу розкладення. Частина їх швидко мінералізується, інша частина зазнає різних перетворень, накопичується в ґрунтах у вигляді складних специфічних високомолекулярних органічних речовин – гумусових речовин.

Мінералізація *– це процес розкладення органічних речовин, у результаті якого утворюються мінеральні сполуки.* Водночас з процесом мінералізації відбувається процес ресинтезу, внаслідок якого утворюються нові сполуки, які беруть участь у біологічному колообігу речовин.

Агентами перетворення органічних речовин у ґрунті є кисень, вода і мікроорганізми ґрунту: гриби, бактерії, актиноміцети. Сприяє розкладенню органічних залишків численна група безхребетних організмів.

Сапрофаги живляться відмерлими рослинними тканинами, подрібнюючи їх, збагачують кишковою мікрофлорою і прискорюють розкладення рослинних залишків у багато разів. Їхню роботу продовжують детрифаги і копрофаги, які використовують подрібнені рослинні тканини. У розкладенні рослинних залишків активну участь беруть енхітреїди (черви), мікроартроподи (колемболи, кліщі) і мікроартроподи (мокриці), личинки жуків і двокрилих, а також люмбрициди (земляні черви). Безхребетні тварини живуть у симбіозі з мікроорганізмами, їхні викиди збагачені ферментами.

У розкладенні та ресинтезі органічних речовин у ґрунті особливу роль відіграють мікроорганізми. У процесі життєдіяльності вони виділяють у середовище проживання особливі речовини екзоензими, або ферменти, які діють як каталізатори хімічних реакцій гідролізу, окиснення, бродіння органічних залишків.

Частина продуктів розкладення розчинна у воді і добре засвоюється клітинами мікроорганізмів. Інша, більша частина (75–80% від загальної органічної маси) в аеробних умовах за участі гетеротрофних, тобто тих мікроорганізмів, для яких необхідна готова органічна речовина, зазнають окиснення. Енергія, що

виділяється при цьому, використовується гетеротрофними мікроорганізмами в процесі дихання, а частково розсіюється у формі теплової енергії.

Поруч з гетеротрофними мікроорганізмами в процесі окиснення органічних речовин і продуктів їхнього розчинення беруть участь хемотрофні організми. Необхідну для життя енергію вони отримують завдяки окисненню хімічних елементів зі змінною зарядністю. Це, насамперед, Нітроген і Сульфур, які входять до складу білків і деяких органічних речовин.

Окиснення Нітрогену від дво- до п'ятизарядного відбувається за участі амоніфікуючих і нітрифікуючих бактерій. На першому етапі відбувається окиснення Нітрогену амінокислот з утворенням аміаку. При розчиненні аміаку у воді, яка містить амінокислоту, утворюється амоній карбонат $(NH_4)_2CO_3$. Іон амонію може засвоюватися корінням рослин і мікроорганізмами. Частина амонійного нітрогену зазнає дії нітрифікаторів і надалі відбувається окиснення до нітритів NO_2^- і нітратів NO_3^-. При окисненні виділяється енергія, яку використовують мікроорганізми на асиміляцію карбокислоти. Цей процес називають хемосинтезом. Хемотрофні мікроорганізми, які беруть участь в окисненні Сульфуру, належать до особливої групи сульфобактерій. Вивільнена при розкладенні білків сульфідна кислота окиснюється з утворенням елементарного Сульфуру, а потім сульфатної кислоти. Схема цього процесу така:

$$H_2S + O \rightarrow S + H_2O \text{ і } S + 3O + H_2O \rightarrow H_2SO_4.$$

Утворена сульфатна кислота утворює з різними катіонами солі, більша частина яких добре розчинна у воді і доступна для живлення рослин.

За сукупної дії аеробних мікроорганізмів відбувається швидке окиснення і мінералізація органічних залишків з утворенням оксигеновмісних сполук. Карбон окиснюється до карбокислоти (CO_2), Гідроген – до води H_2O, Нітроген – до нітритної HNO_2 і нітратної HNO_3 кислот, фосфор – до ортофосфорної кислоти – H_3PO_4, Сульфур – до сульфатної кислоти H_2SO_4. Утворюється ряд сильних кислот, які з'єднуються з основами, що перебувають у ґрунті або золі рослин. Внаслідок цього утворюються різні солі, розчинні у воді, які слугують джерелом живлення рослин і мікроорганізмів. За відсутності кисню відбуваються процеси відновлення мінеральних сполук за участю анаеробних мікроорганізмів. Сульфати відновлюються до сульфіду – процес десульфітації.

За анаеробного розкладення органічних залишків продуктами мінералізації є безоксигенні сполуки: водень, метан, аміак, молекулярний нітроген, фосфористий гідроген і сульфідна кислота. Всі ці газоподібні речовини входять до складу ґрунтового повітря і при обміні з атмосферою частково виводяться з ґрунту. При анаеробному розкладенні геміцелюлоз відбуваються процеси бродіння, у великих кількостях утворюються органічні кислоти: масляна, оцтова, мурашина та інші. Процеси анаеробного розкладення органічних залишків відбуваються по-

вільно: тканини рослин, складені найстійкішими органічними речовинами (лігніном, смолами, восками), дуже довго не розкладаються.

Отже, на першому етапі трансформації органічні залишки втрачають свою анатомічну будову, а складні органічні сполуки трансформуються в простіші та рухоміші.

Гуміфікація *– це складний біофізично-хімічний процес трансформації проміжних високомолекулярних продуктів розкладення органічних решток в особливі органічні сполуки – гумусові кислоти.* Кінцевим результатом цього процесу є консервація органічних речовин у формі нових стійких до розкладення продуктів.

У процесі гуміфікації виявлена певна послідовність зміни основних груп мікроорганізмів на різних стадіях розкладення залишків і утворення гумусових речовин: плісняві гриби і неспороносні бактерії → спорові бактерії → целюлозні мікобактерії → актиноміцети.

Розвиток тих чи інших груп мікроорганізмів визначається значною мірою складом рослинних залишків. Плісняві гриби і сапрофітні бактерії, що розвиваються на першій стадії гуміфікації, використовують найдоступніші органічні речовини: вуглеводи, амінокислоти, прості білки і доступну частину целюлози. Потім появляються целюлозні мікобактерії. Вони здатні використовувати різноманітні вуглеводи, проте Нітроген вони засвоюють тільки в мінеральних формах. Актиноміцети, які з'являються наприкінці процесу гуміфікації, використовують вже ті компоненти рослинних тканин, які важко піддаються розкладенню, а також новоутворені гумусові речовини.

Під дією різних груп мікроорганізмів у рослинних залишках порушується зв'язок між тканинами: вони зменшуються в об'ємі і масі, що свідчить про часткову мінералізацію органічних речовин до кінцевих продуктів (H_2O, CO_2, NO_2 та інших). Рослинні залишки буріють, а потім темніють, втрачають свою початкову форму й утворюють аморфну масу, яку не можна механічно відділити від мінеральної частини і яка забарвлює верхню частину ґрунтової товщі. Достатнє зволоження (30–40% води) і висока температура (близько 26–28°С) з незначними коливаннями, а також нейтральна реакція прискорюють процеси гуміфікації.

Швидкість розкладення рослинних залишків збільшується при впливі дрібних безхребетних, які є в ґрунті. Такий же сильний вплив на розкладення органічних залишків здійснюють дощові черв'яки, пропускаючи їх через кишковий тракт. За тих самих значень вологості і температури швидкість розкладення змінюється залежно від хімічного складу рослинних залишків. Початкові ознаки гуміфікації і поява гумусових речовин спостерігаються через різну кількість днів.

Вивчення будови свіжих і гуміфікованих рослинних залишків під мікроскопом засвідчило, що на перших стадіях гуміфікації розкладаються живі тканини: в коренях конюшини – серцеподібні промені, наповнені крохмалем, потім – кам-

бій, флоема, паренхіма кори, пізніше – паренхіма деревини. Корковий шар кори й одеревілі стінки судин на ранніх стадіях гуміфікації взагалі не розкладаються. У листі також зберігаються лігніфіковані тканини – жилки листя.

Водночас у наповнених мікроорганізмами, зокрема целюлозними міксобактеріями, клітинах тканин, що розкладаються, утворюються бурі гумусові речовини. На пізніх стадіях розкладення відбувається гуміфікація і за рахунок лігніфікованих тканин. Отож усі рослинні речовини зазнають складних біохімічних перетворень і можуть слугувати джерелом гумусових речовин. Участь різних вихідних речовин в утворенні гумусу є сьогодні загальновизнаною. Однак механізм включення високомолекулярних сполук у гумусові речовини не цілком зрозумілий.

Схему гуміфікації, згідно з М. М. Кононовою, подано на рисунку 6.1.

1. Початкові стадії процесу гуміфікації рослинних залишків відбуваються за участю мікроорганізмів і супроводжуються мінералізацією частини компонентів до CO_2, H_2O, NH_3 та інших.

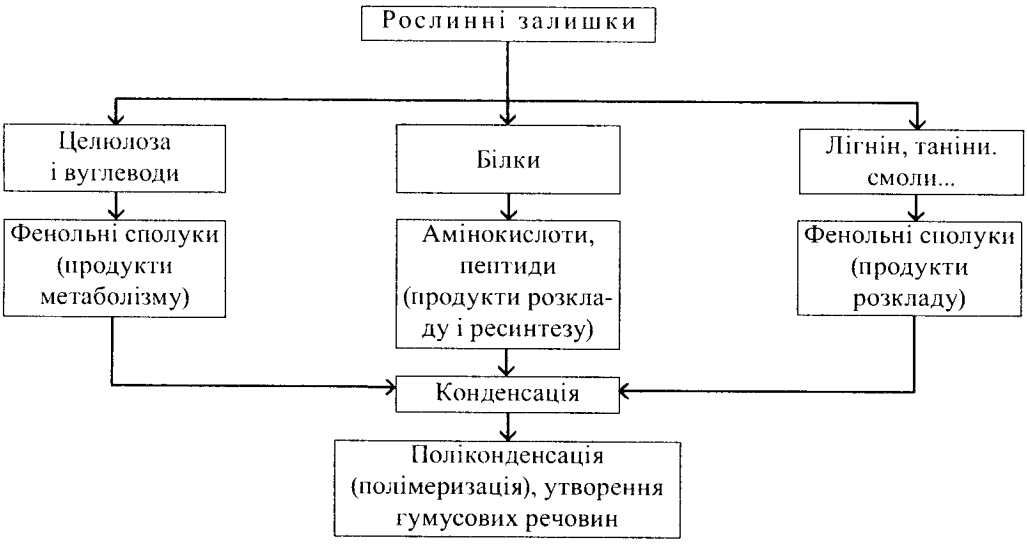


Рис. 6.1. Основні шляхи утворення гумусових речовин (за М. М. Кононовою, 1967)

2. Усі компоненти рослинних тканин – першоджерела фенольних сполук, амінокислот і пептидів. Вони є структурними одиницями, з яких формуються гумусові речовини.

3. Конденсація цих структурних елементів відбувається шляхом окиснення фенолів фенолоксідазами до хінонів, які взаємодіють з амінокислотами і пептидами.

4. Остання ланка у формуванні гумусових речовин – поліконденсація (полімеризація).

Різні фази процесу гуміфікації тісно координовані і можуть відбуватися одночасно.

Інша теорія утворення гумусу запропонована І. В. Тюріним і вдосконалена Л. М. Александровою. Це гіпотеза окиснювального кислотоутворення (біохімічного окиснення), яка включає три основні етапи.

Перший етап – новоутворення гумусових кислот, що полягає в окиснювальному кислотоутворенні. Окиснення відбувається за участю оксидаз у кілька етапів. У реакціях беруть участь високомолекулярні сполуки, що входять до складу рослинних решток. Тому вже на перших етапах утворюються високомолекулярні кислоти з різними молекулярними масами. Потім формується нітритна частина молекул гумусових кислот. Поряд зі збагаченням решток, що гуміфікуються карбоксильними групами, відбувається зміна вмісту в них нітрогену і форм його сполук.

Другий етап – подальша гуміфікація і консервація. Молекули поступово набувають рис, характерних для гумусових кислот. У такому вигляді, зазнаючи незначної мінералізації, вони можуть перебувати в ґрунті сотні й тисячі років.

Третій етап – поступове повільне руйнування гумусових кислот. Гумусові кислоти повністю мінералізуються чи розпадаються на структурні фрагменти, які знову беруть участь у синтезі гумінових кислот. Схема гуміфікації Л. М. Александрової добре пояснює полідисперсність гумусових кислот, динаміку зміни молекулярних мас, проте її теж не слід вважати універсальною.

Як вважає Д. С. Орлов, реально співіснують два шляхи гуміфікації: реакції конденсації як один з механізмів трансформації високомолекулярних сполук (за гіпотезою М. М. Кононової) та участь високомолекулярних фрагментів у процесі гуміфікації (гіпотеза Л. М. Александрової). Переважання одного з них залежить від чинників ґрунтотворення.

6.3. Склад гумусу та його властивості

Гумус ґрунту – це складний комплекс органічних сполук, який містить дві групи речовин: 1) неспецифічні органічні сполуки індивідуальної природи, які трапляються не тільки в ґрунтах, але й у інших об'єктах (тканинах рослин, тварин); 2) специфічні комплекси органічних сполук складної будови – це власне гумусові речовини.

Органічні речовини індивідуальної природи надходять у ґрунти в процесі розкладення органічних залишків, а також як продукти метаболізму мікроорганізмів. Вже на перших стадіях розкладення багато з них водорозчинні і мають здатність вилуговуватися. Це прості органічні кислоти, розчинні

поліфеноли, що містяться у складі рослинних клітин цукру. Інші вивільняються або знову утворюються в подальших стадіях розкладення. До них належать численні аліфатичні кислоти, амінокислоти, протеїни, фенольні сполуки й органічні фосфати.

Незначну частку від загального вмісту органічних речовин у ґрунті становлять речовини індивідуальної природи. Ця частка не перевищує 10–15%. Їхня роль у ґрунтотворенні доволі значна. Вони активно беруть участь у процесах внутріґрунтового вивітрювання мінералів, в утворенні органо-мінеральних комплексів, у тім числі внутрікомплексних (хелатних) органо-мінеральних сполук з ферумом, манганом, алюмінієм. Чимало з них є добрими структуроутворювачами. Вони володіють фізіологічною активністю. Навіть незначні кількості цих речовин впливають на рослини, чинячи позитивний або негативний вплив на їхній ріст і розвиток.

Група специфічних гумусових речовин сягає 85–90% від загальної кількості органічних речовин у ґрунті. Гумусові речовини є системами високомолекулярних нітрогенвмісних органічних сполук циклічної будови і кислотної природи. Гумусові речовини завдяки кислотним властивостям реагують з мінеральною частиною ґрунту та утворюють органо-мінеральні комплекси, частина яких дуже стійка і міцно закріплюється у ґрунтах.

Власне гумусові речовини поділяють на дві основні групи: групу темно-забарвлених ***гумінових кислот***, в якій розрізняють власне гумінові кислоти (сірі), ульмінові кислоти (бурі) і розчинні у спирті гіматомеланові кислоти, і *групу жовтозабарвлених* ***фульвокислот***.

У самостійну групу виокремлюють ***гуміни***. Це комплекс гумінових і фульвокислот, які міцно зв'язані з мінеральною алюмосилікатною частиною ґрунту. Зазвичай гуміни не виокремлюють в особливу групу гумусових речовин. При аналізі гумусу їх розглядають як „нерозчинний", „негідролізований" залишок.

Поділ гумусових речовин на групи і підгрупи здійснюють на основі різниці їхнього елементного складу, фізичних і фізико-хімічних властивостей, які проявляються за ступенем розчинності в лугах, кислотах і спирті (рис. 6.2).

Гумінові кислоти мають темний колір (від темно-бурого до темно-коричневого), вони розчиняються в їдких лугах і водних розчинах аміаку, осаджуються із лужних розчинів кислотами у вигляді аморфного осаду, подібного на пластівці.

Елементний склад гумінових кислот дещо змінюється в різних ґрунтах в таких інтервалах (%): C – 52–62; H – 3–4,5; N – 3,5–4,5; O – 32–39: C:N – 14–19; C:H – 10–22; O:H – 8–10,5.

Вміст і відношення елементів змінюється залежно від хімічного складу органічних залишків і умов гуміфікації. В гумінових кислотах лісових ґрунтів (підзолистих, сірих лісових, бурозе мів, червоноземів) вміст Карбону дещо нижчий,

Рис. 6.2. Схема основної обробки ґрунту при виділенні різних груп органічних речовин

а Оксигену – вищий, ніж у гумінових кислотах степових ґрунтів (чорноземів, каштанових, де вміст Карбону підвищується, а Оксигену – знижується).

Будову молекули гумінових кислот до кінця не вивчено. На основі хімічних, рентгенівських і спектрографічних досліджень продуктів гуміфікації виявлено, що основними структурними одиницями молекули гумінових кислот є ядро, бокові ланцюги і периферійні функціональні групи. Найкраще вивчено склад функціональних груп. Виділяють такі функціональні групи: карбоксильні (–COOH), фенольні і спиртові (–OH), метаксильні (OCH_3), карбонільні (–C=O). Гідроген карбоксильних і фенольних груп здатний обмінюватися на різні основи. Кількість катіонів, які заміщають гідроген карбоксильних функціональних груп, за нейтральної реакції становить 350–450 ммоль на 100 г речовини. У лужному середовищі в обмінних реакціях бере участь також гідроген фенольних гідроксидів і ємність обміну зростає до 600–700 ммоль на 100 г.

Щодо будови ядер, атомів, які їх зв'язують, і бокових ланцюгів нема єдиної думки. Припускають, що ядра містять ароматичні та гетероциклічні п'яти- і шес-

тичленні кільця типу бензолу, піролу, піридину, а також системи кілець, конденсовані з різних типів ядер. Бокові ланцюги включають вуглеводневі, амінокислотні та інші групи, а мостики представлені окремими атомами (O, N, C) або групами (–H, –CH, CH_2–C=O та інші). Схему будови молекули гумінової кислоти подано на рисунку 6.3. Молекули гумінових кислот, як засвідчили електронномікроскопічні дослідження, мають сферичну і кутасту форми з мінімальним діаметром 30Å і легко агрегуються в більші частинки колоїдальних розмірів.

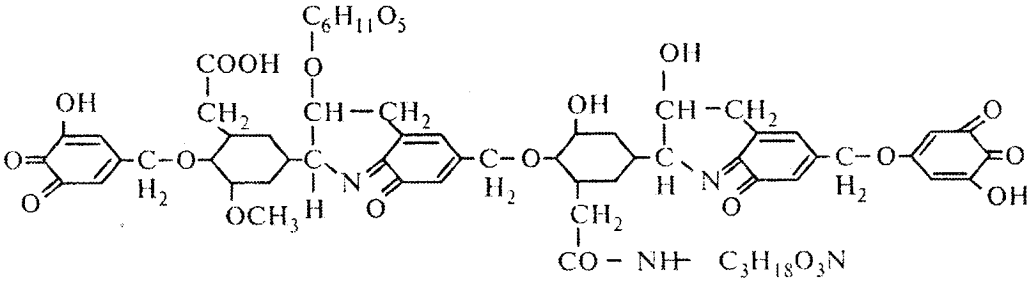


Рис. 6.3. Схема будови молекули гумінової кислоти

На основі даних про елементний склад гумінових і фульвокислот різних типів ґрунтів і даних про вихід бензол-карбонових кислот при окисненні гумінових і фульвокислот перманганатом калію Д. С. Орлов зробив розрахунок простих формул цих кислот і визначив їхні мінімальні молекулярні маси. Молекулярні маси гумінових кислот є в межах 40 000–70 000. Істинні молекулярні маси складних полімерів, природно, значно вищі, проте вони мають бути кратними визначеним. Відповідно до них змінюються хімічні та фізичні властивості гумінових кислот.

Фульвокислоти, порівняно з гуміновими кислотами, містять менший відсоток карбону та нітрогену і більший – гідрогену та оксигену. Елементний склад фульвокислот коливається в межах (%): C – 40–52; H – 4–6; O – 40–48; N – 2–6.

Мінімальна молекулярна маса найпростішої структурної комірки фульвокислот вища, ніж елементарних комірок гумінових кислот, і становить 10 000–12 000. Найвища вона у фульвокислот, виділених з підзолистих ґрунтів.

У структурі фульвокислот, подібно до гумінових, наявні ароматичні й аліфатичні групи, проте їхня ядерна частина коливається менш яскраво, переважають бокові ланцюги. Фульвокислоти мають більшу, ніж гумінові, кількість карбоксильних і фенолгідроксильних груп, тому ємність вбирання катіонів у фульвокислот вища, ніж у гумінових, і становить 600–700 ммоль на 100 г речовини.

Фульвокислоти добре розчинні у воді. Їхні водні розчини мають дуже сильнокислу реакцію (pH 2,6–2,8), володіють великою агресивністю і є активними агентами руйнування первинних і вторинних мінералів.

На основі відмінностей у морфології, співвідношенні органічної і мінеральної частин, біології й активності організмів, які беруть участь у гуміфікації, Ф. Дюшофур виокремлює такі головні типи гумусу: гумус, який утворюється в умовах аерації, і гумус, який утворюється в умовах анаеробіозису. До гумусу, який утворюється в умовах аерації, зачислюють мор, модер, мюлль.

Мор – мізерне або слабке змішування органічної та мінеральної частин ґрунту; слабка трансформація опаду, яку здійснюють здебільшого гриби, передусім актиноміцети.

Модер – неповне змішування органічної частини з мінеральною; неясна межа між підстилкою і гумусовим горизонтом, відсутнє утворення глинисто-гумусового комплексу; в основі мікроструктури є мікроагрегати, які прилипли до мінеральних частинок; сильна біологічна трансформація під впливом антропод в поєднанні з впливом грибів і бактерій.

Мюлль – повне включення органічної частини в мінеральну з утворенням глинисто-гумусового комплексу. Підстилка відсутня; в основі мікроструктури є глинисто-гумусові мікроагрегати розміром від 0,1 до 1 мм; сильна біологічна трансформація під впливом дощових черв'яків і бактеріальної мікрофлори.

До гумусу, що утворюється в результаті анаеробіозису, належить торф і аммор.

Торф – це мізерне або слабке включення органічної частини у мінеральну, волокниста структура, біохімічна трансформація дуже слабка, гуміфіковано менше 30% органічної речовини.

Аммор – це не суцільне, проте помітне включення органічної частини у мінеральну, яке відбувається до глибини 10–20 см; структура масивна; біохімічна трансформація сильна, яка розвивається під впливом перемінного впливу аеробних і анаеробних організмів; гуміфікація інтенсивна: понад 30% органічної речовини гуміфіковано.

6.4. Органо-мінеральні сполуки і комплекси у ґрунтах

Продукти метаболізму живих організмів і органічні речовини, що вивільняються та знову утворюються при розкладенні їхніх залишків, мають переважно кислотну природу. Складові мінеральної частини ґрунтів: первинні і вторинні мінерали, мінеральні солі, розчинні в ґрунтовій воді, частина зольних елементів у власне органічних залишках – слугують джерелами основ, які нейтралізують частково або цілковито органічні кислоти. В результаті утворюються різноманітні органо-мінеральні похідні, властивості яких залежать від хімічної природи органічних кислот і складу взаємодіючих основ, які беруть участь у реакціях.

Наявні у ґрунтах органо-мінеральні похідні об'єднують, за Л. М. Александровою, у чотири групи: 1) гетерополярні солі низькомолекулярних органіч-

них кислот; 2) гетерополярні солі гумусових кислот з лугами і лужноземельними металами; 3) комплексні гетерополярні солі органічних кислот і речовин фенольної та поліфенольної природи з ферумом, алюмінієм, манганом та іншими металами; 4) адсорбційні органо-мінеральні комплекси.

Гетерополярні солі низькомолекулярних органічних кислот: щавлевої, бурштинової, молочної, лимонної, оцтової та інших, виділені з підстилок, торфів, продуковані мікроорганізмами. Частина кислот надходить в ґрунти у вільному стані і витягує основи з мінералів, утворюючи з лужними та лужноземельними металами легкорозчинні солі.

Гетерополярні солі гумусових кислот – це гумати і фульвати лужних і лужноземельних основ. Вони утворюються при обмінних реакціях і заміщенні гідрогену функціональних груп гумусових кислот (карбоксильної –СООН, фенольної –ОН) катіонами лужних і лужноземельних металів.

Розчинність гетерополярних солей гумусових кислот різна. Гумати лужноземельних металів – кальцію і магнію – нерозчинні у воді й утворюють стійкі гелі, окутують мінеральні частинки і склеюють їх в агрегати. Значна кількість гумітів кальцію зумовлює водотривку зернисту структуру ґрунтів, передусім притаманну чорноземам. Гумати лужних металів – калію і, зокрема, натрію, а також гумати амонію добре розчинні у воді. Вони легко переходять у колоїдний стан при зволоженні ґрунтів, їхня склеювальна здатність невелика. Отож у ґрунтах, які містять гумати лугів, структура нетривка, при зволоженні структурні окремості набухають і розпливаються. При низхідних потоках ґрунтової вологи гумати натрію переміщуються вниз по профілю, де накопичуються в ілювіальному горизонті.

Фульвати всіх лужних і лужноземельних металів добре розчинні у кислому, нейтральному і слаболужному середовищах. Лише в сильнолужному середовищі при значеннях pH > 10 фульвати кальцію і магнію випадають в осад.

Комплексні гетерополярні солі. Чисті гумати і фульвати сильних основ трапляються рідко. Зазвичай у ґрунтах утворюються складніші органо-мінеральні комплексні сполуки і внутрікомплексні – гетерополярні солі – хелати. У внутрікомплексних сполуках, на відміну від простих гетерополярних солей органічних кислот, деякі метали сполучаються з комплексоутворюючими органічними речовинами координаційними (гомеополярними) зв'язками і не проявляють себе як іони. Експериментально доведено, що ферум, алюміній, купрум, цинк, нікель та інші метали входять до аніонної частини молекули (до складу радикала) і не здатні до обмінних реакцій.

Серед гумінових кислот найактивнішими комплексоутворювачами є бурі гумінові кислоти, які утворюють стійкі ферумогумінові і меншою мірою алюмогумінові внутрікомплексні сполуки. В лабораторних умовах 1 г гумінової кислоти зв'язує 50–150 г феруму або 27–55 мг алюмінію (Л. М. Александрова, 1980).

У природних умовах насиченість гумінових кислот ферумом і алюмінієм значно нижча.

Фульвокислоти ще більшою мірою, ніж гумінові, здатні утворювати з ферумом і алюмінієм внутрікомплексні хелатні сполуки. За даними Н. А. Титової, на 1 мг карбону було зв'язано фульвокислотами до 670–760 мг Fe_2O_3, а гуміновими кислотами – 300–350 мг Fe_2O_3. Ферум є сильнішим комплексоутворювачем порівняно з алюмінієм. Хелатні сполуки фульвокислот з Fe і Al рухоміші, ніж хелатні сполуки гумінових кислот. При надлишку в розчині фульвокислот, які створюють сильнокисле середовище, вони переходять у колоїдний розчин, у слабокислому середовищі вони випадають в осад. Розчиненню ферумо- і алюмоорганічних комплексів сприяє також розведення розчинів. Чим вищий відносний вміст фульвокислот і ступінь розведення розчинів, тим рухоміші ферумо- і алюмоорганічні комплекси з фульвокислотами.

Різниця в рухомості алюмо- і ферумоорганічних комплексних сполук веде до їхньої диференціації в межах ґрунтового профілю. Так, гумати і хелати феруму затримуються у верхній частині ґрунтового профілю – в гумусовому горизонті, а фульвати і хелати феруму й алюмінію виносяться в ілювіальний горизонт або за межі ґрунтового профілю. Ще рухоміші внутрікомплексні металоорганічні сполуки дають низькомолекулярні органічні кислоти, які є в тканинах рослин і в органічних залишках. Як і фульвокислоти, вони сприяють розкладенню мінералів і винесенню основ, у тім числі феруму й алюмінію, із верхніх горизонтів ґрунту.

Експериментальні дослідження з розкладення мінералів різними мінеральними й органічними кислотами, у тім числі фульвокислотами, засвідчили, що вони руйнують кристалічні ґратки мінералів і вивільняють із них основи та кремнезем не менш енергійно, ніж сильнодисоційовані кислоти (хлоридна, сульфатна та інші).

Адсорбційні органо-мінеральні комплекси. Вирізняють три основні групи типів адсорбційних комплексів, які формуються при сорбції гумусових речовин на поверхні мінеральних частинок: 1) алюмо- і ферумогумусові; 2) силіціумогумусові; 3) глиногумусові.

Алюмо- і ферогумусові комплекси утворюються за рахунок хімічної реакції, яка відбувається на поверхні колоїдних гідроксидів феруму й алюмінію, з функціональними групами гумусових кислот. На відміну від хелатних ферумогумусових сполук, в адсорбційних комплексах переважає мінеральна основа – аморфні гідроксиди феруму й алюмінію. У вологому стані гідроксиди володіють високою сорбційною ємністю, в сухому стані їхня сорбійна ємність зменшується на один-два порядки.

Рухомість сорбційних алюмоферогумусових комплексів зростає зі збільшенням у них відносного вмісту органічної частини. При насиченні вільних функ-

ціональних груп сорбованих гумусових кислот натрієм ферогумусові колоїдні осади переходять у колоїдальний розчин і можуть за низхідного потоку ґрунтової вологи мігрувати по профілю ґрунтів вниз. При заміщенні натрію кальцієм їхня рухомість зменшується, вони випадають в осад, утворюючи ілювіальний горизонт на межі з карбонатами.

Силіціумогумусові комплекси майже не вивчено. Очевидно, їхнє утворення можливе за рахунок адгезійних сил (склеювання) при дегідратації плівок гумусових кислот на поверхні кристалічних або аморфних форм кремнезему.

Глиногумусові комплекси утворюються в результаті адгезії гумусових речовин на поверхні кристалічних ґраток глинистих мінералів (каолініту, монтморилоніту, іллІту, вермикуліту та інших) завдяки міжмолекулярним силам (поляризаційній, водневій).

Сорбційна ємність глиногумусових комплексів зростає зі збільшенням питомої поверхні мінеральних частинок. З мулуватою фракцією пов'язана найбільша кількість сорбованого гумусу. Однак гумусові сорбовані плівки часто наявні і на поверхні більших мінеральних частинок.

6.5. Гумусовий стан ґрунтів

Гумусовий стан ґрунтів – це сукупність різних форм, запасів, властивостей органічної речовини і процесів їхнього утворення, трансформації і міграції у ґрунтовому профілі. Гумусний стан ґрунтів оцінюють системою показників, серед яких важливими є вміст і запаси органічної речовини, її профільний розподіл, збагаченість нітрогеном, ступінь гуміфікації органічних речовин, типи гумусових речовин і їхні особливі ознаки (табл. 6.1).

Цілинні ґрунти на поверхні містять шар лісової підстилки або степової повсті, що характеризується особливою будовою і складається з одного-трьох шарів. Перший шар – опад цього або минулого року – складається з хвої або листя дерев, які втратили своє забарвлення і побуріли. Нижче є шар детриту або трухи, який називають шаром ферментації, оскільки тут відбувається інтенсивне перетворення детриту в перегній. Нижній горизонт складається з перегною, його називають шаром гуміфікації. Нижче від підстилки залягають органогенні горизонти, або елювіальні. Для підзолистих ґрунтів характерна потужна лісова підстилка хвойних лісів тайгової зони, середньої потужності – для дерново-підзолистих ґрунтів мішаних лісів, малопотужна – для ґрунтів дрібнолистих лісів.

Таблиця 6.1

Показники гумусового стану ґрунтів
(Л. О. Грішина, Д. С. Орлов, 1978, 1981)

Показник	Рівень показника	Границі величин
1	*2*	*3*
Потужність підстилки (для лісових ґрунтів), см	Дуже потужна	> 10
	Потужна	5 – 10
	Середньопотужна	2 – 5
	Малопотужна	< 2
Вміст гумусу в гумусових горизонтах, %	Дуже високий	> 10
	Високий	6 – 10
	Середній	4 – 6
	Низький	2 – 4
	Дуже низький	< 2
Запас гумусу в шарах 0 – 20 см (0 – 100 см), т/га	Дуже високий	> 200 (> 600)
	Високий	150 – 200 (400 – 600)
	Середній	100 – 150 (200 – 400)
	Низький	50 – 100 (100 – 200)
	Дуже низький	< 50 (< 100)
Профільний розподіл гумусу в метровій товщі	Різко зменшується	–
	Поступово зменшується	
	Рівномірний	
	Наростаючий	
	Бімодальний	
Збагаченість гумусу Нітрогеном, C:N	Дуже висока	< 5
	Висока	5 – 8
	Середня	8 – 11
	Низька	11 – 14
	Дуже низька	> 14
Ступінь гуміфікації органічної речовини, $C_{гк}/C_{фк} \cdot 100\%$	Дуже високий	> 40
	Високий	30 – 40
	Середній	20 – 30
	Низький	10 – 20
	Дуже низький	< 10
Тип гумусу, $C_{гк}:C_{фк}$	Гуматний	≥ 2
	Фульватно-гуматний	1 – 2
	Гуматно-фульватний	0,5 – 1
	Фульватний	≤ 0,5
Вміст "вільних" гумінових кислот, % від суми ГК	Дуже високий	> 80
	Високий	60 – 80
	Середній	40 – 60
	Низький	20 – 40
	Дуже низький	< 20

Закінчення табл. 6.1

1	*2*	*3*
Вміст гумінових кислот, зв'язаних з Са, % від суми ГК	Дуже високий	> 80
	Високий	60 – 80
	Середній	40 – 60
	Низький	20 – 40
	Дуже низький	< 20
Вміст міцнозв'язаних гумінових кислот, % від суми ГК	Високий	> 20
	Середній	10 – 20
	Низький	< 10
Вміст гуміну, % від Сзаг.	Високий	>60
	Середній	40 – 60
	Низький	< 40
Оптична щільність гумінових кислот, $E_{1см,465м}^{0,001\%\ K}$	Дуже висока	> 0,20
	Висока	0,10 – 0,20
	Середня	0,08 – 0,10
	Низька	0,03 – 0,08
	Дуже низька	< 0,03

Одним із показників гумусового стану ґрунтів є вміст органічної речовини в їхньому поверхневому горизонті. За вмістом гумусу (загальний вміст органічної речовини в ґрунті, %) усі ґрунти умовно поділяють на:

надзвичайно малогумусовані	< 1
дуже низькогумусовані	1–2
низькогумусовані	2–4
середньогумусовані	4–6
високогумусовані	6–10
дуже високогумусовані (тучні)	10–15
перегнійні	15–30
торф'яні	> 30.

Для деяких типів ґрунтів застосовують локальні градації.

У профілі різних типів ґрунтів гумус розподіляється по-різному: рівномірно, поступово або різко зменшується, поступово наростає, бімодально. Рівномірний розподіл гумусу характерний для ґрунтів подових понижень – глеє-солодей; для дерново-підзолистих і сірих лісових – різко зменшується; поступово збільшується в гумусово-елювіальних підзолах, у ґрунтах з другим гумусовим горизонтом – бімодальний розподіл гумусу.

Запаси органічної речовини свідчать про інтенсивність процесів гумусоутворення, а розміри запасів гумусу вказують на загальні резерви елементів живлення ґрунту. У різних типах ґрунтів запаси гумусу в шарі 0–20 см становлять: у дерново-підзолистих (суглинкових) – 30–120 т/га,чорноземах звичайних – 200–350 т/га, сіроземах – 30–60 т/га, червоноземах – 120–200 т/га.

Важливим показником гумусового стану є збагаченість гумусу Нітрогеном, що виражається відношенням C:N. Чим вужче відношення C:N, тим більший вміст нітрогену, а отже, інтенсивніше відбувається процес мінералізації органічної речовини.

Відношення карбону гумінових кислот до карбону фульвокислот (Сгк:Сфк) відображає зрілість ґрунту, його біохімічну активність. Відношення Сгк:Сфк використовують для характеристики типів гумусу. Якщо це відношення більше одиниці, ґрунти характеризуються гуматним типом, а менше одиниці – фульватним. У природних умовах межа типів гумусу проходить у зоні сірих лісових ґрунтів, на півдні – у зоні каштанових ґрунтів.

Частка гуміфікованого матеріалу в складі органічної речовини виражається ступенем гуміфікації і характеризується відношенням вмісту гумінових кислот до загального вмісту всіх органічних речовин. Найвищий ступінь гуміфікації характерний для чорноземів, а мінімальний – для тундрових і болотних ґрунтів.

Кальцій відіграє важливу роль в гумусоутворенні. За високого вмісту „вільних" гумінових кислот, зазвичай, низький вміст гумінових кислот, зв'язаних з кальцієм. Вміст міцнозв'язаних гумінових кислот незначний і змінюється у вузьких межах.

Контролюючими і діагностичними показниками є оптичні властивості гумусових кислот. Оптична щільність гумусових речовин характеризує співвідношення між молекулами ароматичних і аліфатичних структур, ступінь конденсованості ароматичного ядра гумусових речовин, відображає ґрунтово-кліматичні умови гумусоутворення і дає змогу говорити про такі властивості гумусових речовин, як гідрофільність, рухомість, схильність до утворення комплексних сполук цих речовин.

Вміст пігментів (*Pg*) у складі гумусових кислот і хлорофілу в неспецифічних органічних речовинах, що виділяються органічними розчинниками, теж характеризує гумусовий стан ґрунтів і дає змогу розрізняти ґрунти з неоднаковим рівнем швидкості трансформації органічних решток.

Гумусовий стан є важливим показником родючості ґрунтів і їхньої стійкості як компонента біосфери. Окремі його параметри є об'єктом моніторингу довкілля. Показники гумусового стану змінюються при інтенсивному окультуренні ґрунтів. Врахування змін показників гумусового стану при окультуренні ґрунтів необхідне для розроблення заходів оптимізації гумусового стану.

6.6. Екологічні особливості та значення органічної частини ґрунту

Гумус ґрунтів є акумулятором енергії, що формує стійкість біосфери. Запаси енергії, акумульовані в гумусі суші Землі, становлять $42 \cdot 10^{23}$ Дж і перевищують

запаси енергії, накопиченої наземною частиною рослинності. Енергія органічних речовин ґрунтів використовується мікроорганізмами і безхребетними для життєдіяльності, фіксації азоту, для багатьох процесів ґрунтотворення, відтворення і підтримання родючості ґрунтів.

Фізичні властивості ґрунтів тісно пов'язані з вмістом і запасами органічної речовини. Підвищення вмісту гумусу зумовлює збільшення вмісту водотривких агрегатів, загальної шпаруватості, найменшої вологоємності, діапазону активної вологи, зниження рівноважної щільності, що створює умови для мінімалізації обробітку при підвищенні його інтенсивності. Ґрунти з високим вмістом гумусу швидше просихають навесні та раніше придатні для обробітку, вимагають менших затрат на їхній механічний обробіток.

Органічна речовина є джерелом багатьох елементів живлення, передусім нітрогену. Рослини використовують 50% нітрогену з ґрунтових запасів. Органічні речовини ґрунтів знижують побічну негативну дію хімічних добрив, сприяють закріпленню їхнього надлишку і нейтралізації шкідливих домішок.

Фізико-хімічні властивості ґрунтів, а саме: ємність вбирання, буферність – перебувають у тісному кореляційному зв'язку з вмістом органічної речовини. Обмінні катіони, сорбовані на гумусових міцелах, – K, Ca, Na, Mg, H. Висока вбирна здатність гумусового матеріалу дає змогу накопичувати частину поживних речовин, важкі метали-забруднювачі, які потрапляють у ґрунти внаслідок техногенних процесів.

У процесі розкладення органічних речовин виділяються різні кислоти, які посилюють хімічне вивітрювання мінеральної частини з утворенням легкорозчинних сполук зольного живлення рослин.

Біологічна активність ґрунтів перебуває у прямій корелятивній залежності з органічною речовиною. У більш гумусованих ґрунтах різноманітніший видовий склад мікроорганізмів і безхребетних тварин і більша їхня кількість. Ферментна активність ґрунтів зростає зі зростанням кількості гумусу. Вміст органічної речовини, передусім його рухомої частини, визначає інтенсивність надходження CO_2 в приземний шар повітря, що дає змогу нарощувати інтенсивність фотосинтезу рослин. Ґрунти з високою біологічною активністю здатні продукувати вищі врожаї сільськогосподарських культур.

Ґрунти, в складі гумусу яких переважають гумінові кислоти, мають темне забарвлення, краще вбирають сонячне проміння. Вони мають сприятливий для росту рослин тепловий режим, більш теплоємні, повільніше віддають тепло, добові зміни температур у таких ґрунтах будуть плавними. Переважання у ґрунтах фульвокислот по-іншому впливає на ґрунтотворення, оскільки фульвокислоти розчинні у воді, вони вимиваються в нижні горизонти або за межі профілю, руйнують мінерали. Такі ґрунти збіднені гумусом, мають світле забарвлення. Фульвокислоти є головним чинником опідзолення.

Оптимізація гумусового стану передбачає розроблення таких заходів господарської діяльності, які можуть створити умови для отримання високого і стійкого врожаю без деградації родючості ґрунтів. З цих позицій органічну речовину ґрунту поділяють на мобільну, яка забезпечує ефективну родючість, чутливість на агрозаходи, і стабільну, яка зумовлює стійкість родючості ґрунтів, врожаїв і властивостей ґрунтів у багаторічному циклі. До першої групи зачислюють свіжий опад рослин, рослинні залишки, речовини індивідуальної природи, легкомінералізовані частинки гумусових речовин, до другої – специфічні гумусові речовини.

6.7. Географічні закономірності гумусоутворення

Основним джерелом органічної частини ґрунту – гумусу – є рослинність. Продуктивність рослинних угрупувань, склад органічних залишків, а також умови їхнього перетворення різні у різних географічних зонах. Відповідно до цього змінюється кількість і якість органічної речовини різних ґрунтів.

У географічному розподілі гумусових речовин у ґрунтах існує певна закономірність. Максимальної величини накопичення гумусу досягає в типових потужних чорноземах. Тут складаються найсприятливіші гідротермічні та біохімічні умови, які забезпечують високе продукування свіжої органічної речовини, помірну активність мікроорганізмів, консервацію та збереження гумусу в ґрунтах.

На південь і північ від чорноземної зони поєднання гідротермічних і біохімічних умов несприятливе як для синтезу перегною, так і для його накопичення і збереження. У напівпустелях і пустелях річна продукція рослинної маси ніколи не досягає великих значень. Водночас органічна речовина тут скоро мінералізується. На північ від чорноземної зони спостерігається переважання накопичення фульвокислот, які відрізняються значною рухомістю і не акумулюються в ґрунтах. У межах північних територій в умовах високої кислотності і заболоченості ґрунтів відбувається накопичення напіврозкладених і нерозкладених органічних речовин у вигляді торфу.

Значні успіхи досягнуті у визначенні складу і властивостей гумусових речовин різних ґрунтів, встановлені основні закономірності гумусоутворення.

Вміст гумусу суттєво відрізняється в зональних ґрунтових типах (табл. 6.2). Він збільшується від тайгових підзолистих ґрунтів (2–3%) до дерново-підзолистих і далі до сірих лісових (4–6%) та чорноземних (в середньому 10%) і знову падає в каштанових ґрунтах сухого степу (3–4%), у бурих напівпустельних (1–2%) і сіро-бурих пустельних (0,3–0,5%) (рис. 6.4).

Відповідно до відсоткового вмісту змінюються і запаси гумусу. Загальний запас гумусу в метровому шарі підзолистих ґрунтів становить близько 100 т/га, в сірих лісових – 150–300, а в типових чорноземах перевищує 700 т/га. На південь від лучних степів запаси гумусу швидко зменшуються, становлячи у бурих напівпустельних ґрунтах лише 62 т/га.

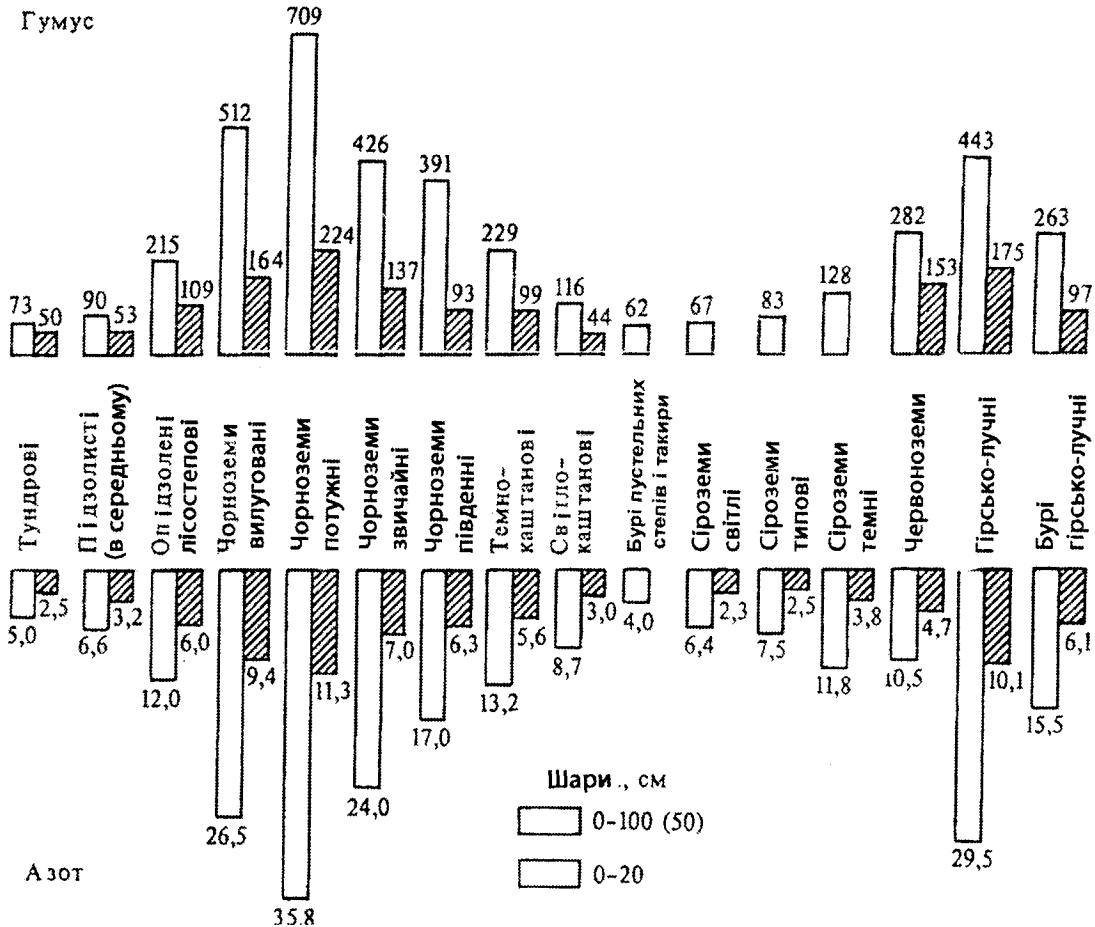


Рис. 6.4. Запаси гумусу й нітрогену в ґрунтах, т/га (за М. М. Кононовою):
незаштриховані стовпчики – шар 0–100(50) см; заштриховані – шар 0–20 см

Таблиця 6.2

Середній вміст і склад гумусу основних типів ґрунтів (за М. М. Кононовою, 1963)

Ґрунти	Гумус, %	Вуглець, % від загального вмісту в ґрунті		Сгк: Сфк	Відношення C:H в гумінових кислотах
		гумінових кислот	фульвокислот		
Тундрові	біля 1,0	10	30	0,3	–
Підзолисті	2,5–4,0	12–20	25–28	0,6–0,8	11
Сірі лісові	4,0–6,0	25–30	25–27	1,0	17
Чорноземи (типові та звичайні)	7,0–10,0	35–40	16–20	4,7–2,5	21
Каштанові	1,5–4,0	25–35	20–25	1,2–1,7	17
Бурі пустельно-степові	1,0–1,2	15–18	20–23	0,5–0,7	–
Сіроземи світлі	0,8–1,0	17–23	25–35	0,7	16
Червоноземи	4,0–6,0	15–20	22–28	0,6–0,8	14

У профілі різних ґрунтів у розподілі гумусу спостерігається визначена закономірність. У підзолистих і сірих лісових ґрунтах розподіл гумусу має характер різкого зменшення, приблизно половина всього запасу гумусу концентрується в шарі 0–20 см. У чорноземах гумус розподіляється на значну глибину, отож у верхньому шарі (0–20 см) тут міститься лише 25–30% загального запасу метрової товщі. З просуванням на південь у каштанових і бурих напівпустельних ґрунтах знову спостерігається дещо більша концентрація гумусу в шарі 0–20 см. Це явище пояснюють особливостями надходження рослинних залишків, які слугують вихідним матеріалом для утворення гумусу (рис. 6.5). В лісових ґрунтах головним джерелом гумусових речовин є підстилка, а в ґрунтах під трав'янистою рослинністю – залишки кореневої системи, маса якої в декілька разів перевищує масу надземних органів.

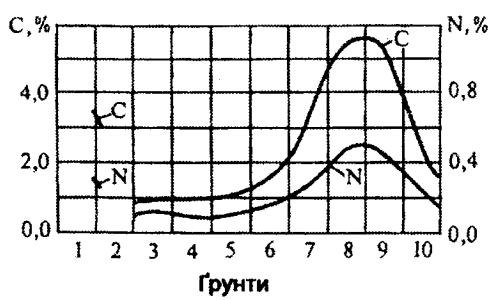


Рис. 6.5. Відсотковий вміст карбону і нітрогену в ґрунтах шару 0–20 см (за М. М. Кононовою, 1963):

1 – червоноземи, 2 – сіроземи світлі, 3 – сіроземи типові, 4 – бурі пустельно-степові, 5 – світло-каштанові, 6 – темно-каштанові, 7 – чорноземи звичайні, 8 – чорноземи типові, 9 – сірі лісові, 10 – підзолисті

За вмістом органічного нітрогену головні типи ґрунтів розташовуються в такому ж порядку, як і за вмістом гумусу.

Водночас зі зміною вмісту гумусу змінюється і його якісний склад. Зокрема, величина відношення C:N, яка є показником відносного збагачення гумусу нітрогеном, висока в чорноземах (11–12), і зменшується на північ у сірих лісових і підзолистих ґрунтах (8–10), на південь у каштанових і особливо

сіро-бурих пустельних ґрунтах (4–5). Гумус червоноземів дуже бідний нітрогеном, про що свідчить широке відношення C:N, яке дорівнює 18–19.

Закономірних змін зазнають і відношення двох головних груп гумусових речовин: гумінових і фульвокислот, які складають основну масу гумусу (60–70%) (рис. 6.6). Для різних ґрунтових типів характерне певне відношення карбону гумінових кислот до карбону фульвокислот Сгк:Сфк. Найбільше це відношення у чорноземах (близько двох). У сірих лісових і каштанових ґрунтах воно наближається до одиниці, а на північ і південь від названих ґрунтів є меншим одиниці, тобто фульвокислоти перестають переважати в складі гумусу над гуміновими кислотами (див. табл. 6.2). Дослідження засвідчили, що гумінові кислоти, виділені з різних типів ґрунтів, помітно різняться за елементним складом і властивостями – оптичною щільністю, порогом коагуляції тощо. Найскладнішими, конденсованими є гумінові кислоти ґрунтів чорноземів, які містять максимальну кількість гумусу. Показником ступеня конденсованості сіток ароматичного карбону в молекулі при одночасному зменшенні бокових аліфатичних ланцюгів може слугувати відношення C:H. Це відношення (див. табл. 6.2) зростає від підзолистих ґрунтів (11) до темно-сірих лісових (17), досягаючи максимуму в чорноземах (21), знову падає в каштанових ґрунтах (17) і сіроземах (16).

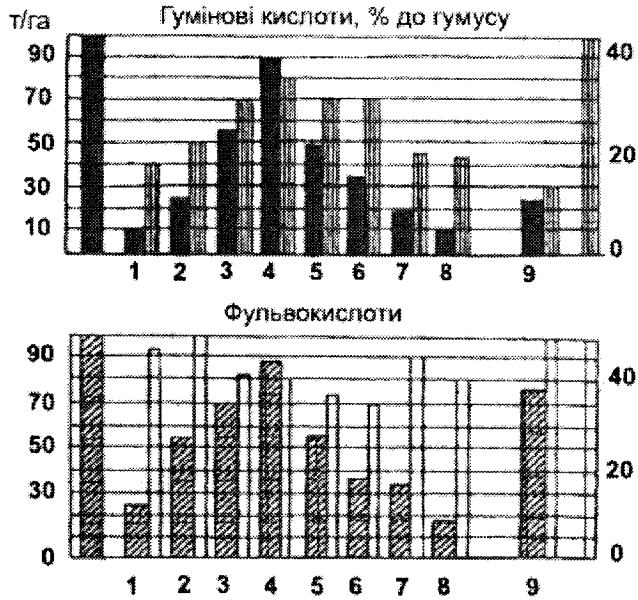


Рис. 6.6. Склад гумусу в основних типах ґрунтів (за І. В. Тюріним, 1949).

Ґрунти: 1 – підзолисті, 2 – сірі лісові, 3 – чорноземи вилугувані, 4 – чорноземи типові, 5 – чорноземи звичайні, 6 – каштанові, 7 – солонці, 8 – сіроземи, 9 – червоноземи

Про ускладнення молекул гумінових кислот чорноземів свідчить також їхня максимальна оптична щільність *E* і низький поріг коагуляції при дії електролітів. Так, коли для осадження гумінових кислот з чорнозему необхідно 5 ммоль $CaCl_2$, тоді коагуляція гумінових кислот із сильнопідзолистого ґрунту відбувається лише при додаванні 40 ммоль $CaCl_2$. Зазначена диференціація у вмісті та складі гумусу зумовлена сукупністю чинників, з яких найбільше значення має кількість і склад органічних залишків і співвідношення процесів мінералізації та гуміфікації, які змінюються залежно від гідротермічних умов земної поверхні.

Тісний взаємозв'язок гумусового стану зонального ряду ґрунтів Руської рівнини і тривалості *періоду біологічної активності* (ПБА), який оцінюють кількістю днів у році з температурою повітря понад 10°С і запасом вологи не менше 1%, ілюструє рисунок 6.7.

Зокрема, гуматний тип гумусу (чорноземи) формується при тривалості ПБА від 144 до 170 днів, а фульватний (тундрові, сіро-бурі ґрунти) – від 50 до 73 днів. Звідси випливає, що в північних областях головним чинником, що обмежує період біологічної активності, а, отже, і глибину гуміфікації, є температура, на півдні – опади. Водночас треба мати на увазі, що в тих самих кліматичних умовах склад гумусу залежить від хіміко-мінералогічних особливостей ґрунтотворних порід.

Залежність запасів гумусу в ґрунтах Земної кулі від гідротермічних умов проілюстровано на рис. 6.8. Максимальні запаси гумусу спостерігаються в ґрунтах з невисокими середньорічними температурами і рівномірним зволоженням. Значне зволоження веде до збільшення запасів гумусу тільки при підвищенні температури. За недостатньо високої середньорічної температури підвищення зволоження спричиняє зменшення запасів гумусу. Відмінність у складі і властивостях гумусових речовин зумовлює і різний їхній вплив на такі процеси у ґрунті, як вивітрювання, утворення ґрунтової структури, міграцію речовин у профілі, перетворення мінеральної маси ґрунту.

Сучасний етап вивчення гумусу пов'язаний з його змінами під впливом різних заходів землеробства. Вплив антропогенного чинника на гумусоутворення зумовив зміну вмісту та якості гумусу, його динаміку в просторі й часі. Дослідженнями М. М. Кононової, Д. С. Орлова, Л. О. Грішиної, О. М. Грінченка, Г. Я. Чесняка, В. Д. Мухи, М. І. Лактіонова, Д. Г. Тихоненка, Б. С. Носко, В. В. Медведєва, С. П. Позняка, Г. С. Іванюк та інших встановлено, що в агрогенних ґрунтах, зокрема чорноземах і каштанових, відбуваються процеси дегуміфікації. За даними Г. Я. Чесняка, за час агрикультурного періоду чорноземи втратили в середньому до 35–40% гумусу. Інтенсифікація процесу мінералізації органічної речовини в результаті сільськогосподарського використання ґрунтів спричинила в багатьох випадках їхній перехід з багато- і середньогумусних до розряду малогумусних. Інтенсивні втрати гумусу спостерігаються в перші десятки років після розорювання, а найбільш катастрофічні втрати гумусу відбува-

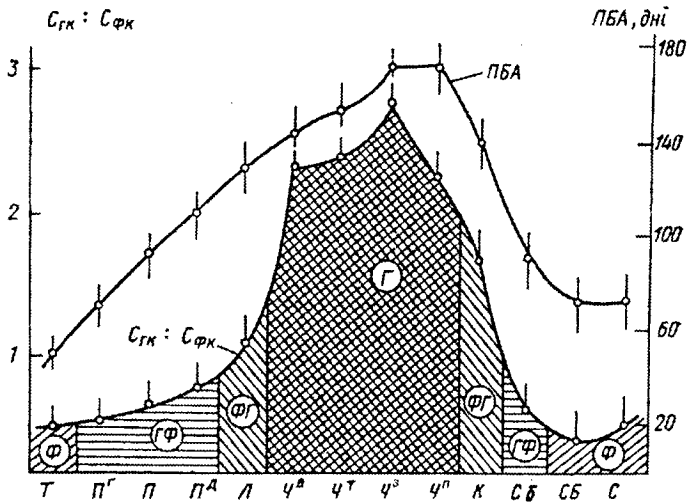


Рис. 6.7. Залежність між типами гумусу ґрунтів зонально-генетичного ряду і тривалістю періоду біологічної активності(за Д. С. Орловим, 1985).

Тип гумусу: *Ф* – фульватний; *ГФ* – гуматно-фульватний; *Г* – гуматний.

Ґрунти: *Т* – тундрові, $П^Г$ – глеє-підзолисті, *П* – підзолисті, $П^Д$ – дерново-підзолисті, *Л* – сірі лісові, $Ч^В$ – чорноземи вилуговані, $Ч^Т$ – чорноземи типові, $Ч^З$ – чорноземи звичайні, $Ч^П$ – чорноземи південні, *К* – каштанові, *СБ* – бурі напівпустельні, *СБ* – сіро-бурі, *С* – сіроземи

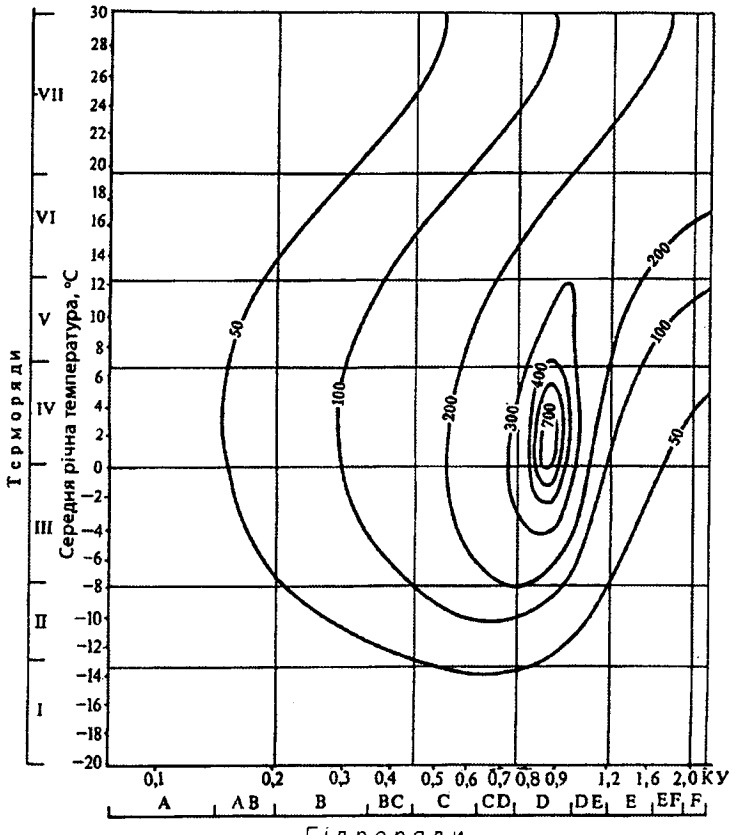


Рис. 6.8. Зміна запасів гумусу в ґрунтах (т/га) у зв'язку з гідротермічними умовами (за В. Р. Волобуєвим, 1963)

ються у ґрунтах внаслідок ерозії, дефляції, а також здійснення екологічно необґрунтованого зрошення, осушення та інших меліоративних заходів.

Контрольні запитання і завдання

1. *Дайте визначення поняття „гумус ґрунтів".*
2. *Опишіть фізико-хімічну природу гумусу.*
3. *Які основні джерела органічних речовин у ґрунті?*
4. *Які складові частини органічних речовин Ви знаєте?*
5. *У чому полягає значення гумусу для ґрунту та рослин?*
6. *Назвіть показники гумусового стану ґрунтів.*
7. *Який вміст гумусу в різних типах ґрунтів?*
8. *У чому полягає процес мінералізації і гуміфікації органічних речовин?*
9. *Опишіть екологічні функції та агрономічну роль гумусу.*
10. *У чому полягають географічні закономірності вмісту і запасів гумусу в ґрунтах?*

Література

1. Александрова Л. Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации / Л. Н. Александрова. – Л. : Наука, 1980. – 288 с.
2. Гумусообразование и гумусное состояние почв / Л. А. Гришина. – М. : Изд-во МГУ, 1986. – 244 с.
3. Кононова М. М. Органическое вещество почвы / М. М. Кононова. – М. : Изд-во АН СССР, 1963. – 314 с.
4. Лактионов Н. И. Органическая часть почвы в агрономическом аспекте / Н. И. Лактионов. – Харьков, 1998. – 132 с.
5. Милановский Е. Ю. Гумусовое вещество почв как природные гидрофобно-гидрофильные соединения / Е. Ю. Милановский. – М. : ГЕОС, 2009. – 186 с.
6. Носко Б. С. Гумусовое состояние почв Украины и пути его регулирования / Б. С. Носко, А. А. Бацула, Г. Я. Чесняк // Почвоведение. – 1992. – № 10. – С. 33–39.
7. Орлов Д. С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации / Д. С. Орлов. – М. : Изд-во МГУ, 1990. – 325 с.
8. Орлов Д. С., Гришина Л. Л. Практикум по химии гумуса / Д. С. Орлов, Л. Л. Гришина. – М. : Изд-во МГУ, 1981. – 272 с.
9. Підвальна Г. С. Гумусовий стан автоморфних ґрунтів Пасмового Побужжя / Г. С. Підвальна, С. П. Позняк. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 192 с.
10. Полупан Н. И. Динамика содержания гумуса и его состав / Н. И. Полупан, Г. Я. Чесняк // Почвы Украины и повышение их плодородия . – К. : Урожай, 1988. – С. 82–94.
11. Пономарева В. В. Гумус и почвообразование / В. В. Пономарева, Т. А. Плотникова. – Л. : Наука, 1980. – 222 с.
12. Туев Н. А. Микробиологические процессы гумусообразования / Н. А. Туев.. – М. : Агропромиздат, 1989. – 240 с.
13. Тюрин И. В. Органическое вещество почвы / И. В. Тюрин. – М.-Л. : Сельхозгиз, 1937. – 288 с.
14. Чесняк Г. Я. Гумусовое состояние черноземов / Г. Я. Чесняк, Ф. Я. Гаврилюк, И. А. Крупеников и др / Русский чернозем – 100 лет после Докучаева. – М. : Наука, 1983. – С. 186–198.

Розділ 7

ВБИРНА ЗДАТНІСТЬ ҐРУНТІВ. ҐРУНТОВІ КОЛОЇДИ

Ґрунтова маса складається з твердих частинок різного розміру. Найменший діаметр частинок має мулувата фракція (< 0,001 мм), а в ній – колоїдна фракція (< 0,0001 мм). Тверді речовини у стані сильної дисперсії мають велику питому поверхню. *Питома поверхня* – це відношення сумарної площі поверхонь ґрунтових частинок до одиниці ґрунтової маси ($см^2/г$) або до одиниці об'єму ($см^2/см^3$). Велика питома поверхня, наявність багатьох точок електричних зарядів і вільної енергії на поверхні колоїдних частинок формують здатність до вбирання – адсорбції – щодо газів, рідин, зокрема води, молекул та іонів речовин, які є в ґрунтовому розчині, а також бактерій і ферментів.

Вбирна здатність ґрунту *– це його здатність затримувати сполуки або їх частини, які є в розчиненому стані, а також колоїдні частинки мінеральних і органічних сполук, живі організми і грубі дисперсії.*

Залежно від способу вбирання К. К. Гедройц виокремив такі види вбирної здатності: механічна, фізична, фізико-хімічна, хімічна і біологічна.

Механічна вбирна здатність пов'язана зі шпаруватістю ґрунту і зумовлюється тим, що всяке пористе тіло затримує завислі частинки скаламученої води, що фільтрується через нього. Затримуються не тільки ті частинки, діаметр яких більший від діаметра шпар, але й найтонші частинки, які потрапляють у замкнуті чи викривлені шпари. Механізм цієї здатності використовують для очищення питних і стічних вод, а також у будівництві зрошувальних каналів – тверді частинки використовуються для замулювання дна і стінок каналів, тобто кольматації каналів і водосховищ з метою зменшення втрат води на фільтрацію.

Фізична вбирна здатність пов'язана з явищами поверхневої напруги і зумовлює збільшення чи зменшення концентрації на поверхні ґрунтових частинок цілих молекул сполук, розчинених у ґрунтовій воді.

Здатність ґрунту вбирати з розчину молекули мінеральних і органічних речовин, а також молекули води, називають фізичним вбиранням або фізичною адсорбцією. Найбільше вона пов'язана з наявністю в колоїдних системах значної вільної поверхневої енергії. Сума цієї енергії зростає зі збільшенням площі поверхні. Роздробленість речовини має дуже важливе значення для збільшення поверхневої енергії. Для прикладу розглянемо куб з довжиною ребра 1 см. Якщо його послідовно роздроблювати, то поверхня зростатиме від 6 $см^2$ до 60 $м^2$, а при нижній межі роздроблення 0,001 мм площа поверхні буде становити 6000 $м^2$.

Вільна поверхнева енергія зазвичай прагне до найбільшого скорочення. Цього досягають або укрупненням частинок, або пониженням поверхневої напруги шляхом адсорбції на поверхні частинок деяких речовин.

Речовини, які понижують поверхневу напругу, називають поверхнево-активними – це спирти, органічні кислоти, алкалоїди, водорозчинні гумусові кислоти. Ці речовини притягуються до поверхні колоїдних частинок, тобто мають позитивну фізичну адсорбцію. Наявність позитивної адсорбції речовини запобігає її вимиванню.

Речовини, які підвищують поверхневу напругу (наприклад, деякі неорганічні солі), ніби відштовхуються від поверхні колоїдних частинок, адсорбуються негативно, або мають від'ємну фізичну адсорбцію. Такі речовини вимиваються з ґрунту дуже легко.

Підвищення концентрації гумусових кислот на межі розділення рідкої і твердої фаз ґрунту внаслідок позитивної адсорбції сприяє їхній тіснішій взаємодії з мінеральними колоїдами й утворенню органо-мінеральних сполук. Плівки органічних речовин, які покривають мінеральні колоїди, сильно змінюють їхні властивості, тобто здатність до набухання, ємність вбирання тощо.

Хімічна вбирна здатність ґрунтів полягає в утворенні важкорозчинних осадів при взаємодії окремих компонентів ґрунтового розчину. Утворений осад залишається в твердій фазі ґрунту. Надходження в ґрунт з атмосферними або поливними водами катіонів і аніонів спричиняє утворення з солями ґрунтового розчину нерозчинних чи слаборозчинних сполук. Наприклад, якщо в ґрунт, що містить сульфат кальцію, додати розчин ортофосфату натрію, то внаслідок обмінної реакції випаде осад важкорозчинного трикальцієвого фосфату, отож фосфат буде затриманий ґрунтом. Рівняння реакції матиме вигляд:

$$3CaSO_4 + 2Na_3PO_4 \rightarrow Ca_3(PO_4)_2 + 3Na_2SO_4.$$

Біологічна вбирна здатність ґрунтів виражається у вбиранні ґрунтовою біотою і кореневою системою рослин речовин із ґрунтового розчину. Біологічна вбирна здатність характеризується великою вибірковою здатністю, яка зумовлена специфічною для кожного виду потребою живих організмів у елементах живлення. З біологічною вбирною здатністю пов'язана доля азоту в природі.

Фізико-хімічна вбирна здатність ґрунтів – це здатність ґрунту вбирати та обмінювати частину катіонів чи аніонів, які є на поверхні твердих частинок, на еквівалентну кількість катіонів чи аніонів, що є в розчині і контактують з тими частинками. Це явище називають фізико-хімічною адсорбцією.

Процес сорбції є головним механізмом фізико-хімічної вбирної здатності ґрунтів. Це здатність катіонів дифузного шару ґрунтових колоїдів обмінюватися на еквівалентну кількість катіонів розчину, що з ними взаємодіють. В увібраному стані в ґрунті наявні насамперед катіони Ca^{2+}, Mg^{2+}, NH_4^+, Na^+, Mn^{2+}, Fe^{2+}, H^+, Al^{3+}, а також у незначних кількостях катіони Li^+, Sr^{2+} та інші.

Виявлено основні закони обмінної сорбції катіонів: еквівалентність обміну між вбирними катіонами ґрунту та катіонами взаємодіючого розчину; в ряду різновалентних іонів енергія вбирання зростає зі збільшенням валентності іона: $Li^+ < Na^+ < K^+ < NH_4^+ < CS^+ << Mg^{2+} + Ca^{2+} + Al^{3+} < Fe^{3+}$; енергія вбирання визначається радіусом негідратованого іона – чим менший радіус, тим слабше зв'язується іон; усередині рядів іонів однієї валентності енергія вбирання зростає зі збільшенням атомної маси та атомного номера – одновалентні $^{7}Li < {}^{23}Na < {}^{18}(NH_4) < {}^{39}K < {}^{89}Pb$, двовалентні $^{27}Mg < {}^{40}Ca < {}^{59}Co < {}^{42}Cd$ і тривалентні $^{27}Al < {}^{56}Fe$.

Міцно сорбуються іони H^+ або H_3O^+ (оксоній), що зумовлено малими розмірами і здатністю утворювати з багатьма аніонами слабодисоційовані сполуки. Внутрідифузними процесами головно визначається швидкість катіонного обміну в ґрунтах. За перші 3–5 хв. десорбується 75–85% вбирних катіонів, потім цей обмін сповільнюється і триває до 2–3-х діб, що пов'язано з нерівністю поверхні колоїдних частинок.

7.1. Ґрунтово-вбирний комплекс

Фізико-хімічна вбирна здатність зумовлена ґрунтово-вбирним комплексом, в який входить сукупність сполук, що здатні до обміну. З хімічної точки зору вбирний комплекс складається з нерозчинних у воді солеподібних сполук, тобто мінеральної, а також органічної та органо-мінеральної частин. Високий ступінь дисперсності цих сполук формує високу реакційну здатність комплексу як щодо колоїдів, так і щодо молекулярних розчинів.

Всі ґрунти здатні обмінювати наявні в їхньому вбирному комплексі ввібрані катіони на інші катіони електролітів, причому кількість катіонів, увібраних ґрунтом, еквівалентна кількості катіонів, що витісняються з ґрунту в розчин. *Сума всіх вбирних або обмінних катіонів, які можуть бути витіснені з ґрунту*, є величиною постійною для певного ґрунту і може лише змінюватися залежно від природи самого ґрунту. Цю суму називають *ємністю вбирання* або *ємністю катіонного обміну* і виражають у *ммоль на 100 г ґрунту.*

Ємність катіонного обміну залежить від типу ґрунту, вмісту основних катіоновбирних компонентів (глинисті мінерали, органічна речовина), гранулометричного складу і змінюється в широких межах. Ця величина може бути від 3–6 до 30–70 ммоль на 100 г ґрунту залежно від типу ґрунту (табл. 7.1).

Таблиця 7.1

Ємність катіонного обміну ґрунтів

Ґрунти	Ємність катіонного обміну, ммоль/100 г ґрунту
Дерново-підзолистий піщаний	3–6
Дерново-підзолистий середньосуглинковий	10–20
Дерново-підзолистий глинистий	15–25
Сірий лісовий середньосуглинковий	15–30
Чорнозем типовий важкосуглинковий	30–70
Чорнозем південний важкосуглинковий	20–50
Ясно-каштановий суглинковий	20–40
Сірозем типовий суглинковий	8–20
Червонозем суглинковий	13–25

Різні ґрунти суттєво відрізняються один від одного за складом катіонів, які є в увібраному стані. Серед вбирних катіонів є практично всі катіони, необхідні для живлення рослин, лише K^+ і NH_4^+ та мікроелементи мають незначний вміст.

Загальний вміст усіх вбирних катіонів, окрім H^+ і Al^{3+}, ***називають сумою вбирних основ.*** Залежно від наявності у складі ґрунтово-вбирного комплексу іонів гідрогену й алюмінію розрізняють ґрунти *насичені* (H^+ і Al^{3+} відсутні) і *ненасичені основами.*

Ступінь насичення основами визначають за формулою:

$$V = \frac{S}{T} \cdot 100,$$

де V – ступінь насичення основами, %;

S – сума обмінних основ, ммоль на 100 г ґрунту;

T – ємність вбирання, ммоль на 100 г ґрунту.

Ступінь насичення основами – це відношення обмінних основ до загальної суми обмінних катіонів, включно з обмінними гідрогеном і алюмінієм, що входять до складу ґрунтово-вбирного комплексу.

Склад вбирних катіонів залежить від типу ґрунтотворення, складу материнських порід, інколи від якості ґрунтових вод, коли вони залягають близько до поверхні. Склад вбирних основ орних ґрунтів регулюють засобами хімізації та меліорації.

Склад вбирних основ визначає стійкість вбирного комплексу щодо руйнівної дії води, тобто його здатність чинити опір цій дії. Визначено порядок, в якому розташовані катіони за їхнім впливом на опірність колоїдів розпиляючій дії води в порядку зростання впливу: Na^+, NH^{4+}, K^+, H^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Ba^{2+}, Al^{3+}, Fe^{3+}. Ґрунти, насичені три- і двовалентними катіонами, мають стійкий вбирний комплекс, колоїди є переважно у формі водостійкого гелю, що здатний склеювати більші частинки. Такі ґрунти мають добре виражену водостійку структуру. Ґрунти, насичені одновалентними катіонами (зокрема, натрієм), легко піддаються руйнівній дії води, їхні колоїди при зволоженні переходять у золь. Навіть за незначного зволоження склад вбирних основ різко впливає на стан ґрунту через різницю у ступені гідратації іонів і колоїдів.

Ґрунти, насичені натрієм, у випадку зволоження набухають, запливають, робляться повітро- і водонепроникними, а у випадку висушування – різко зменшуються в об'ємі і розбиваються вертикальними тріщинами на окремі блоки. Всі ці явища не спостерігаються, коли ґрунти насичені кальцієм і магнієм, а тим більше Fe^{3+} і Al^{3+}.

У ненасичених основами ґрунтах у вбирному комплексі є гідроген, алюміній, ферум. Наявність у ґрунтово-вбирному комплексі іонів H^+, Al^{3+}, Fe^{3+} зумовлює обмінну кислотність. Підкислення негативно впливає на розвиток більшості культурних рослин, а вміст у підвищених кількостях іона Al^{3+} токсичний для багатьох рослин.

Склад вбирних основ визначає різні фізичні, фізико-хімічні та хімічні властивості ґрунтів. Регулюючи склад вбирних основ, можна покращити властивості ґрунтів. Широко застосовують методи вапнування кислих і гіпсування лужних ґрунтів. При цьому відбувається зміна складу вбирних основ у колоїдній частині і заміна іона гідрогену (вапнування) чи іона натрію (гіпсування) кальцієм, що сприятливо впливає на ґрунти.

Фізична і фізико-хімічна вбирна здатність ґрунтів має велике значення як чинник, що стримує вимивання внесених у ґрунт мінеральних добрив.

На ґрунтах легкого гранулометричного складу, які мають невисоку природну вбирну здатність, застосовують різні меліоративні заходи, які мають на меті збільшення колоїдної фракції. Найпоширенішими з них є кольматаж і землювання.

7.2. Ґрунтові колоїди

Ґрунт є полідисперсною системою, в якій первинні механічні частинки й агрегати мають найрізноманітніші розміри – від сантиметрів до мікронів і мікромікронів. У фізичному плані ґрунт є *дисперсним середовищем* (ґрунтовий розчин) і *дисперсною фазою* (ґрунтові мінеральні та органічні частинки).

Дисперсні системи за величиною частинок поділяють на ***молекулярні дисперсії*** *з частинками до 1 мкм,* ***колоїдні дисперсії*** *– від 1 до 100 мкм і* ***грубі дисперсії*** *з частинками понад 100 мкм.* Перші у водному середовищі утворюють *молекулярний розчин*, другі – *колоїдний розчин або золь*, треті – *суспензію.* Частинки ґрунтової суспензії швидко осідають у воді, не проходять через фільтри, колоїдні ж частинки не осідають у воді, легко проходять через фільтри і перебувають у броунівському русі.

Ґрунтові колоїди утворюються шляхом механічного дроблення – диспергації частинок ґрунтотворної породи при вивітрюванні, шляхом з'єднання – конденсації молекул у ході ґрунтотворення, шляхом хімічних реакцій між продуктами вивітрювання і ґрунтотворення.

За хіміко-мінералогічним складом і походженням розрізняють колоїди мінеральні, органічні та органо-мінеральні. У складі *мінеральних колоїдів* переважають вторинні глинисті мінерали типу монтморилоніту, каолініту, аморфні та кристалічні гідрооксиди алюмінію, заліза та силікатної кислоти тощо. *Органо-мінеральні колоїди* ґрунтів утворені процесами взаємодії розчинних органічних і мінеральних компонентів, їхньої подальшої мінералізації і випадання з розчинів. До них належать гумати і фульвати кальцію, феруму, алюмінію, мангану, складні продукти взаємодії колоїдних розчинів гумусу і гідроксидів феруму й алюмінію, гумусу та кремнезему. *Органічні колоїди* є продуктами біосинтезу, а також продуктами складного біохімічного розкладення і перетворення. Органічні колоїди ґрунтів представлені як мертвою, так і живою діючою органічною речовиною. Живими колоїдно-дисперсними системами є клітинні оболонки, клітини мікроорганізмів, одиничні макромолекули білкових речовин типу ферментів.

Стосовно рідкої фази ґрунтові колоїди поділяють на гідрофільні та гідрофобні. Частинки перших адсорбують на своїй поверхні молекули і гідратовані іони рідкої фази – ґрунтового розчину. Тому кожна частинка гідрофільного колоїду оточена рідкою оболонкою. Частинки гідрофільних колоїдів не адсорбують молекул рідкої фази. Гідрофільними колоїдами є гумінова і силікатна кислоти. Гідрофобними є частинки ґрунтових суспензій.

Внаслідок адсорбції іонів колоїдні частинки є електрично зарядженими – додатньо у випадку адсорбції катіонів і від'ємно, коли абсорбуються аніони. Завдяки наявності однойменних електричних зарядів колоїдні частинки в розчині не можуть зближатися, а є в завислому стані. У випадку втрати електричного заряду вони зближаються і змикаються один з одним, внаслідок чого відбувається *коагуляція*, тобто сполучення колоїдних частинок в агрегати.

При коагуляції золь переходить в осад – гель. Гель у гідрофільних колоїдів є холодцеподібним внаслідок затягування частинками. Гідрофільні колоїди ко-

агулюють зворотно і можуть знову перейти в стан золю. Цей перехід називають *пептизацією.* Пептизація ґрунтових колоїдів відбувається під дією аніонів, зокрема OH^-, який володіє сильною стабілізуючою дією на від'ємно заряджені золі та суспензії. Пептизація ґрунтових колоїдів відбувається також при їхньому насиченні високогідратованими катіонами, наприклад, натрієм.

Дисперсна фаза гідрофільних колоїдів складається з колоїдальних міцел, які в стані золю завислі в інтраміцелярному розчині. Щоб зрозуміти процес фізико-хімічної адсорбції, розглянемо будову колоїдальної міцели (рис. 7.1).

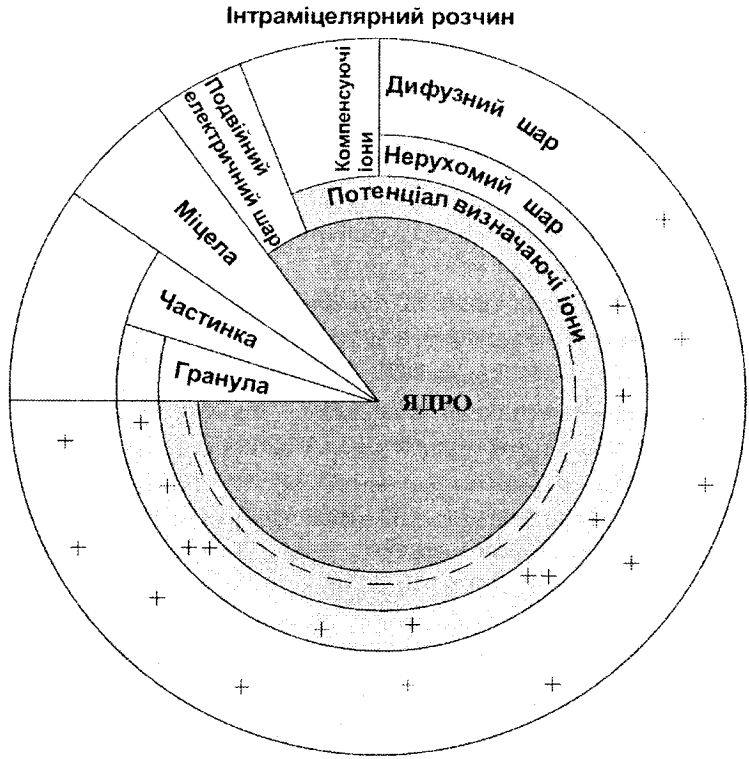


Рис. 7.1. Будова колоїдальної міцели (за М. І. Горбуновим)

Внутрішня частина міцели, яку називають ядром, складається з агрегату молекул аморфної або кристалічної речовини. Хімічний склад ядра різних колоїдів дуже різний і залежить від того, яка речовина піддавалась колоїдному подрібненню.

На поверхні ядра на межі розділу твердої і рідкої фаз є шар молекул, здатних до дисоціації – подвійний електричний шар. У цьому шарі розрізняють дві частини: одна складається з недисоційованих молекул і примикає до молекул

ядра, часто перебуваючи з ним у хімічному зв'язку; друга – з молекул, здатних до дисоціації. При дисоціації молекул іони, які залишились на поверхні ядра, називають потенціалвизначаючими іонами. Іони протилежного знаку, розташовані на периферії, утворюють зовнішній шар, або шар компенсуючих іонів (протиіонів).

Компенсуючі іони, що розташовані поблизу потенціалвизначаючого шару, утворюють нерухомий шар. Віддисоційовані іони, розташовані на деякій відстані від потенціалвизначаючих іонів, утворюють дифузний пухкий шар.

Ядро з потенціалвизначаючим шаром іонів називають гранулою, разом з шаром нерухомих протиіонів – частинкою, а коли приєднати ще і шар дифузних протиіонів – міцелою.

Фізико-хімічне вбирання зобов'язане наявності в колоїдній міцелі шару компенсуючих іонів, здатних до реакції обміну на іони такого ж знаку, який є в іонів дисперсійного середовища. Найлегше обмінюються іони дифузного шару, дещо важче – іони нерухомого шару. Колоїдні частинки, що мають у потенціалвизначаючому шарі від'ємно заряджені іони, називають *ацидоїдами.* Ацидоїди здатні до вбирання і обміну катіонів.

Колоїдні частинки, які мають у потенціалвизначаючому шарі додатньо заряджені іони, називають *базоїдами.* Базоїди здатні до вбирання та обміну аніонів.

Деякі колоїди здатні змінювати знак заряду. В кислому середовищі вони заряджені позитивно, а в лужному – негативно. Такі колоїди називають *амфолітоїдами.* Амфолітоїдністю володіють речовини, до складу яких входять елементи з властивостями і металів, і неметалоїдів, тобто вони виступають і як катіони, і беруть участь у складі аніонних залишків залежно від реакції середовища. До таких елементів належать ферум і алюміній.

Поряд з вбиранням іонів колоїдні міцели зазвичай оточені міцно зв'язаними з ними частинками води, тобто вони гідратовані. Приєднання молекул води до колоїдної частинки пов'язане з проявом поляризаційних сил. З наближенням до зарядженої колоїдної частинки електронна оболонка молекул води деформується, тобто розтягується центр тяжіння додатного і від'ємного зарядів, і хоча молекула води залишається нейтральною, вона набуває форми диполя. Утворені диполі, потрапляючи у сферу електричного поля зарядженої частинки, дістають строгу орієнтацію, обертаючись до неї кінцями, що несуть заряд, протилежний заряду частинки, причому притягується не тільки перший шар молекул, але й другий, і третій. Навколо частинки утворюється міцно зв'язана з нею водяна плівка. Товщина цієї плівки може бути різна і залежить від природи колоїду і величини заряду частинки.

Колоїди, здатні сильно гідратуватися, тобто утримувати товсті водні плівки, називають гідрофільними, а які слабо гідратуються – гідрофобними. Власти-

вість гідрофільності або гідрофобності колоїдів, крім хімічної природи колоїду, залежить також від складу вбирних катіонів.

7.3. Екологічне значення вбирної здатності ґрунтів

Вбирна здатність ґрунтів – найважливіша властивість, яка визначає характер ґрунтотворення і рівень родючості. Забезпечення багатьма елементами мінерального живлення рослин, регулювання реакції ґрунтового розчину і водно-фізичних властивостей ґрунтів значною мірою визначається їхньою вбирною здатністю.

Основні компоненти ґрунтово-вбирного комплексу – мінеральні та органічні колоїди, які володіють активними центрами, зумовлюють взаємодію ґрунту з катіонами, водою, органічними речовинами. Ця взаємодія визначає такі екологічні функції ґрунту, як забезпечення рослин елементами живлення, зменшення щільності ґрунту через формування агрегатів, підвищення проникності для кореневої системи, збільшення кількості мікроорганізмів, сорбованих на ґрунтових частинках. Ґрунтово-вбирний комплекс є бар'єром для багатьох важких металів. Вони спочатку закріплюють метал на активному центрі у вигляді ввібраного катіона, а потім метал може ввійти у кристалічну ґратку і втратити свою рухомість. Завдяки ґрунтово-вбирній здатності значна частина води сорбується, а інша частина зберігається у шпарах, формування яких також пов'язане з нею. Умовою зберігання води в ґрунті після поливу чи опадів є вбирна здатність ґрунтів.

На властивості ґрунтів і умови росту рослин впливає склад вбирних катіонів. У ґрунтах, насичених кальцієм, реакція близька до нейтральної; колоїди перебувають у стані незворотних гелів і не піддаються пептизації при надлишку вологи; ґрунти добре оструктурені, мають сприятливі фізичні властивості. Ґрунти, в складі вбирних основ яких у значній кількості містяться іони натрію, мають лужну реакцію, що негативно впливає на стан колоїдів і розвиток рослин. Насичені натрієм колоїди легко пептизуються, ґрунти погано оструктурені, мають несприятливі водно-фізичні властивості, у них слабка водовіддача, низька доступність вологи.

Якщо в ґрунтово-вбирному комплексі серед вбирних катіонів у значних кількостях містяться H^+ і Al^{3+}, колоїди легко руйнуються в результаті кислотного гідролізу, ґрунти погано оструктурені.

Контрольні запитання і завдання

1. *Що таке вбирна здатність ґрунту?*
2. *Які види вбирної здатності Ви знаєте?*

3. *Що таке коагуляція і пептизація колоїдів, золь і гель?*
4. *Опишіть будову колоїдної міцели.*
5. *Від чого залежить вбирна здатність ґрунту?*
6. *Що таке ґрунтово-вбирний комплекс?*
7. *Охарактеризуйте фізико-хімічну вбирну здатність та її особливості.*
8. *Які вбирні катіони Ви знаєте?*
9. *Охарактеризуйте властивості ґрунтів, насичених і ненасичених кальцієм.*
10. *Що таке ємність катіонного обміну?*
11. *Як розраховувати дози вапна і гіпсу для різних ґрунтів?*

Література

1. Агрохимические методы исследования почв. – М. : Изд-во МГУ, 1975. – 656 с.
2. Воробъева Л. А. Химический анализ почв / Л. А. Воробъева. – М. : Изд-во МГУ, 1998.
3. Гедройц К. К. Избранные сочинения / К. К. Гедройц. – Т. 1–3. – М., 1955. – 570 с.; 616 с.; 560 с.
4. Геннадиев А. Н. География почв с основами почвоведения / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. – М. : Высшая школа, 2005. – 461 с.
5. Горбунов Н. И. Минералогия и физическая химия почв / Н. И. Горбунов. – М., 1974.
6. Дмитрук Ю. М. Основи біогеохімії / Ю. М. Дмитрук, М. А. Бербець. – Чернівці : Вид-во „Книги – ХХІ", 2009. – 288 с.
7. Карпачевский Л. О. Экологическое почвоведение / Л. О. Карпачевский. – М. : ГЕОС, 2005. – 336 с.
8. Орлов Д. С. Биогеохимия / Д. С. Орлов, О. С. Безуглова. – Ростов-на-Дону : Феникс, 2000.
9. Орлов Д. С. Химия почв / Д. С. Орлов, Н. И. Садовникова, Н. И. Суханова. – М. : Высшая школа, 2005. – 558 с.
10. Соколовский А. Н. Избранные труды / А. Н. Соколовский. – К., 1976. – 368 с.

Розділ 8

КИСЛОТНІСТЬ, ЛУЖНІСТЬ І БУФЕРНІСТЬ ҐРУНТІВ

8.1. Природа та види кислотності ґрунтів

Концентрація і склад розчинених речовин зумовлюють ***реакцію ґрунтового розчину***. Залежно від складу розчинених речовин і характеру взаємодії його з твердою фазою ґрунтів ***реакція ґрунтового розчину може бути кислою (pH < 7), лужною (pH > 7) чи нейтральною (pH ≈ 7).***

Кислу реакцію ґрунтового розчину зумовлює розчинена карбонатна кислота, водорозчинні органічні кислоти, які надходять у ґрунт в процесі розкладення органічних залишків (наприклад, щавлева, масляна та інші), а також водорозчинні фракції фульвокислот.

Лужну реакцію ґрунтового розчину спричиняє наявність у ньому солей сильних основ і слабких кислот, які зазнають гідролітичного розщеплення. Це карбонатні солі лугів і лужноземельних сполук та силікатної кислоти.

Кислотність – це здатність однієї сполуки передавати протон (іон гідрогену) іншим сполукам. Ця здатність притаманна багатьом ґрунтам. Кислотно-основні властивості будь-якої сполуки (кислота, основа або сіль) оцінюють, виходячи з теорії кислот і основ Бренстеда-Лоурі. Згідно з цією теорією, кислотою вважають речовину, здатну віддавати протон (H^+), переходячи при цьому в поєднану з нею основу. Основа – це речовина, яка може приєднувати протон, перетворюючись у поєднану з нею кислоту. У водних розчинах кислоти віддають протони воді, основи приймають протони від води:

$$CH_3COOH + H_2O \leftrightarrows CH_3COO^- + H_3O^+.$$

Віддаючи протон воді, оцтова кислота перетворюється в основу CH_3COO^-; вода, виконуючи роль основи і приймаючи протон від CH_3COOH, переходить у кислоту H_3O^+.

За сучасними уявленнями кислотність ґрунтів залежить від наявності обмінного гідрогену та обмінного алюмінію. Гідроген адсорбується основами легко і швидше, ніж алюміній. Обмінний алюміній більш токсичний для рослин, ніж обмінний гідроген.

Кислотність *– це результат ґрунтотворного процесу, і вона залежить від кліматичних умов, типу ґрунтотворної породи, типу рослинності, господарської діяльності людини.*

На кислотність впливає надходження у ґрунт органічних і мінеральних кислот у процесі розкладення органічної речовини опаду. Розкладення опаду відбувається з утворенням органічних і мінеральних кислот, відбувається обмін катіонів Ca^{2+} і K^{+} та інших на іон гідрогену, який виділяється кореневою системою. Підкислення ґрунтів у сучасних умовах часто пов'язане з випаданням „кислих дощів". Листя рослин, епіфіти на поверхні стовбурів дерев можуть поглинати Са, К та виділяти в дощові води органічні кислоти.

Якщо увібрані катіони гідрогену й алюмінію витіснені з ґрунтово-вбирного комплексу, то реакція ґрунтового розчину буде нейтральною або слаболужною. У карбонатних ґрунтах pH спричиняють карбонати кальцію і магнію, які мають pH=8,3. Вбирний натрій створює лужну реакцію середовища до pH=10 і більше, що пов'язане з утворенням у ґрунті соди. Зазвичай лужна реакція середовища характерна для солонців і натрієвих солончаків, вона типова для аридних ґрунтів.

Незважаючи на високу буферність чорноземів, варіювання pH спостерігається в них навіть протягом доби.

Кисла реакція ґрунтового розчину понижує родючість ґрунтів, отож проблема боротьби з кислотністю ґрунтів є важливим питанням агроґрунтознавства. З давніх часів емпірично встановлено спосіб боротьби з кислотністю ґрунтів шляхом їхнього вапнування.

Кислотність ґрунтів має значення і для будівництва. Так, у кислому ґрунті-підґрунті стійкість будівельних матеріалів і споруд та їхня довговічність значно знижуються порівняно з нейтральними ґрунтами.

Велике практичне значення кислотності ґрунтів у сільському господарстві обумовило добру вивченість цього явища. *Розрізняють декілька видів кислотності: актуальну, потенціальну, обмінну і гідролітичну.*

Актуальна кислотність ґрунтів пов'язана з наявністю в розчині дисоційованих іонів H^{+} і OH^{-}. Активність іонів гідрогену залежить від властивостей (іонної сили) розчину, які впливають на коефіцієнт активності іона.

Через велику різноманітність сполук, що зумовлюють кислу реакцію ґрунтового розчину, за однакової потенціальної кислотності актуальна кислотність ґрунтів може бути різною. Проте саме актуальна кислотність визначає життєдіяльність мікроорганізмів і умови існування рослин. Величина істинної концентрації іонів гідрогену і буде характеристикою актуальної кислотності ґрун-

тів. Актуальну кислотність визначають потенціометрично або калориметрично і позначають величиною pH. *Величина pH – це від'ємний логарифм концентрації іонів гідрогену.* За законом діючих мас добуток концентрації дисоційованих іонів до недисоційованої частини води, виражений у моль на 1 л води, є постійною величиною і називається константою дисоціації. Оскільки для води ступінь дисоціації дуже малий, концентрацію недисоційованої частини H_2O приймають за одиницю. Тому $(H^+) \cdot (OH^-) = K$. При 22° для чистої води $K = 10^{-14}$. Оскільки кількість дисоційованих іонів H^+ і OH^- для води однакова, то $(H^+)^2 = 10^{-14}$. Звідси $(H^+) = \sqrt{10^{-14}} = 10^{-7}$. Коли прологарифмувати цю величину ($\lg 10^{-7} = -7$) і взяти її з від'ємним знаком, значення pH для чистої води становитиме 7. Таке значення pH свідчитиме про нейтральну реакцію. У випадку збільшення концентрації іонів гідрогену значення pH зменшиться, і навпаки. Значення $pH < 7$ вказує на кислу реакцію ґрунтового розчину, а $pH > 7$ – на його лужну реакцію. У ґрунтах значення pH може бути в таких межах (за І. М. Гоголєвим, 1989:

<4,5	сильнокислі ґрунти	7,2–7,5	слабколужні ґрунти
4,5–5,5	кислі ґрунти	7,5–8,2	лужні ґрунти
5,5–6,5	слабкокислі ґрунти	8,5 і вище	сильнолужні ґрунти
6,5–7,2	нейтральні ґрунти		

Кожна з цих груп ґрунтів характеризується своїми особливостями і зумовлена специфічними умовами. Так, всі кислі ґрунти утворюються в умовах промивного водного режиму. Нейтральні та лужні ґрунти формуються зазвичай в аридних умовах. Нейтральні та слабкокислі ґрунти приурочені до умов періодично промивного водного режиму. Нейтральні та лужні ґрунти можуть утворитися і в умовах промивного водного режиму на карбонатних ґрунтотворних породах чи в місцях виходу ґрунтових вод, які містять кальцій, зокрема, карбонат кальцію. В умовах застійного режиму можуть утворюватися як кислі, так і лужні ґрунти. Торф'яні та болотні ґрунти належать до кислих, а в глейових ґрунтах pH може зростати, перетворюючи ґрунти в слабкокислі і навіть нейтральні. Солончаки належать до лужних ґрунтів.

Від реакції середовища залежить доступність для рослин елементів живлення, сам видовий склад рослин. В агроценозах урожай багато в чому залежить від кислотності ґрунтів. Найсприятливіші для сільськогосподарських рослин нейтральні та слабкокислі умови.

Потенціальною кислотністю ґрунтів називають таку кислотність, яка характеризує сумарну концентрацію кислот і кислотних агентів, які існують у цьому ґрунті як у дисоційованому, так і в недисоційованому станах. Вона має здатність при взаємодії ґрунту з розчинами солей проявляти себе як слабка кис-

лота. Потенціальну кислотність визначають титруванням ґрунтового розчину розчином лугу певної концентрації і виражають у ммоль на 100 г ґрунту.

Розрізняють дві форми потенціальної кислотності – обмінну та *гідролітичну*, які характеризують послідовні етапи виділення в розчин додаткових протонів з твердої фази.

Обмінна кислотність зумовлена наявністю у ґрунтово-вбирному комплексі вбирного гідрогену або алюмінію. Проявляється обмінна кислотність у випадку взаємодії твердої фази ґрунтів з нейтральними солями, під час якої відбувається обмінне вбирання катіонів нейтральної солі з витісненням вбирного гідрогену або алюмінію. Обмінне витіснення гідрогену чи алюмінію супроводжується появою в розчині кислоти.

Зазвичай обмінну кислотність у ґрунтах визначають способом взаємодії кислого ґрунту з розчином хлориду калію. При цьому реакція, що веде до прояву обмінної кислотності, відбувається за схемою:

$$[ҐВК^{-}] \cdot H^{+} + KCl = [ҐВК^{-}] \cdot K^{+} + HCl;$$

$$[ҐВК^{3-}] \cdot Al^{3+} + 3KCl = [ҐВК^{3-}] \cdot K^{+} + AlCl_3;$$

$$AlCl_3 + 3H_2O = Al(OH)_3 + 3HCl.$$

Утворену вільну кислоту відтитровують і виражають у ммоль на 100 г лугу, що витратили на титрування цієї кислоти. Часто обмінну кислотність визначають за pH у розчині сольової витяжки (pH_{KCl}). За значенням pH можна орієнтовно визначити роль різних іонів у формуванні кислотності. При pH < 4,0 кислотність зумовлюється переважно обмінним гідрогеном, а при pH від 4,0 до 5,5 – обмінним алюмінієм. Для насичених основами ґрунтів pH сольове не визначають.

Про зміщення реакції нейтральної солі під впливом обмінної кислотності при взаємодії кислого ґрунту з нейтральною сіллю можна судити за поданими нижче даними.

Ґрунти	pH водне	pH сольове
Чорноземи	5,8–6,0	4,8–5,6
Підзолисті	5,3–6,0	3,7–5,0
Субтропічні підзолисті	4,5–5,5	3,5–4,3

Гідролітична кислотність – це та частина потенціальної кислотності, яка утворюється при взаємодії ґрунту з розчином гідролітично лужних солей. Для визначення величини гідролітичної кислотності використовують ацетат натрію (CH_3COONa), pH якого дорівнює 8,2. Ацетат натрію є гідролітично лужною сіллю, тому при взаємодії його з кислим ґрунтом відщеплюється в розчин значно більша кількість вбирного гідрогену, ніж при взаємодії з нейтральною сіллю. Очевидно, основним діючим началом у цьому випадку є утворений у результаті

гідролізу ацетату NaOH. Na^+ витісняє обмінний H^+, що і спричиняє великий його вихід.

Величину гідролітичної кислотності виражають у ммоль на 100 г розчину лугу, який витратили на нейтралізацію витісненого гідрогену. Для різних ґрунтів подаємо межі варіювання величини гідролітичної кислотності.

Ґрунти	H^+, ммоль/100 г
Чорноземи	1–2
Опідзолені чорноземи	3–5
Підзолисті ґрунти	5–8
Підзоли	8–10

Значення гідролітичної кислотності використовують для розрахунку доз вапна у випадку вапнування кислих ґрунтів, для визначення ступеня насиченості ґрунту основами, що також необхідне для розрахунку потреби ґрунту у вапнуванні.

8.2. Лужність ґрунтів

Висока лужність є дуже негативною властивістю багатьох ґрунтів, що спричиняє низький рівень їхньої родючості. Лужну реакцію ґрунту спричиняє наявність у ґрунті гідролітично лужних солей слабких кислот і основ: карбонатів натрію і калію, гідрокарбонатів натрію і калію, карбонатів кальцію і магнію, гідрокарбонату кальцію, а також гуматів і фульватів лугів. Основними причинами лужної реакції в ґрунтах є наявність вбирного натрію і вільної нормальної або кристалічної соди.

Розрізняють актуальну і потенціальну лужність ґрунтів.

Актуальну лужність визначають за вмістом у ґрунтовому розчині або водній витяжці гідролітично лужних солей, переважно карбонатів і гідрокарбонатів, лужних і лужноземельних металів (Na_2CO_3, $NaHCO_3$, $Ca(HCO_3)_2$). Актуальну лужність визначають за значеннями pH водної витяжки, а також титруванням водної витяжки кислотою, виражають у ммоль на 100 г ґрунту.

Потенціальну лужність ґрунтів визначають за вмістом вбирного натрію, оскільки він в окремих випадках може переходити у ґрунтовий розчин, підлужнюючи його. Так, у випадку утворення в карбонатних і засолених ґрунтах великих кількостей карбонатної кислоти внаслідок дихання рослин чи розкладення органічних залишків можуть послідовно відбуватися такі процеси:

– перетворення нерозчинного карбонату кальцію в розчинний бікарбонат

$$CaCO_3 + H_2CO_3 \rightarrow Ca(HCO_3)_2;$$

– обмін іонів з підлуженням зрівноваженого розчину

$$ҐВК\,]^{Na^+}_{Na^+} + Ca(HCO_3)_2 \leftrightarrows ҐВК\,]^{Ca^{2+}} + 2NaHCO_3.$$

Для більшості рослин сильнолужна реакція несприятлива. Ґрунти, що мають високу лужність, відзначаються вкрай несприятливими водно-фізичними й агрофізичними властивостями через сильну в'язкість, липкість, водонепроникність у вологому стані та значну твердість, зцементованість і безструктурність у сухому стані.

Для покращення властивостей лужних ґрунтів проводять хімічні меліорації. Як хімічний меліорант використовують гіпс, а також різні речовини, що містять сульфатну кислоту, сульфат феруму, піритові недогарки або сульфур. У випадку меліорації лужних ґрунтів (содових солончаків) відбувається заміщення вбирного натрію кальцієм і нейтралізація вільної соди:

$$ҐВК^{2-}]\,2Na^+ + CaSO_4 \leftrightarrows ҐВК^{2-}]\,Ca^{2+} + Na_2SO_4;$$

$$Na_2CO_3 + CaSO_4 \leftrightarrows CaCO_3 + Na_2SO_4;$$

$$Na_2CO_3 + H_2SO_4 \leftrightarrows Na_2SO_4 + H_2O + CO_2.$$

Меліорація содових солончаків, наприклад, у Вірменії, проводиться способом підкислення сульфатною кислотою з подальшим промиванням і дренажем.

8.3. Буферність ґрунтів

Буферність ґрунтів – це їхня здатність протистояти зміні актуальної реакції під впливом різних чинників. Основними характеристиками ґрунтів, що визначають здатність протистояти впливам, є гранулометричний склад, особливо вміст високодисперсних мінералів і органічних колоїдів, вбирна здатність, наявність сполук, здатних нейтралізувати кислоти і луги. Чим вища дисперсність ґрунтів і чим вищий вміст у них органічних і мінеральних колоїдів, тим вища їхня буферність щодо зміни реакції як у кислому, так і в лужному інтервалах. Буферність зростає також водночас зі збільшенням ємності вбирання ґрунтів. Тому найменшу буферну здатність мають супіщані й особливо піщані малогумусні ґрунти.

Найвищою буферністю володіють ґрунти з високим вмістом глини, ґрунти, що містять значну кількість гумусу, монтморилоніту і ґрунтових колоїдів, з широким відношенням кремнезему до глинозему.

Найбільшою буферністю щодо кислот володіють гумусовані маловилуговані, багаті карбонатними солями, ґрунти степових, напівпустельних і пустельних областей. Однак буферність цих ґрунтів проти лугів низька, оскільки вони, відзначаючись слабколужною реакцією, легко підвищують лужність навіть у ви-

падку внесення невеликої кількості лужних солей чи лугів. Високою буферністю проти лужних реагентів володіють важкі глинисті ґрунти, які містять значні кількості ввібраних гідрогену й алюмінію, а також кислі гумусовані сполуки.

Буферна здатність ґрунтів щодо кислот, які надходять у ґрунти, буде тим більша, чим більше у ґрунті сполук, здатних нейтралізувати ці кислоти і перевести їх у солі. В ґрунтах найпоширенішими сполуками подібного типу є карбонати кальцію і натрію. Фосфати феруму, алюмінію, кальцію, оксиди і гідрати феруму, алюмінію, мангану, володіючи здатністю нейтралізувати кислоти з утворенням солей, також є чинниками буферності ґрунтів щодо кислот. Значну роль у буферності ґрунтів проти підкислювальних агентів відіграють солі органічних слабких кислот (гумінові та фульвокислоти, щавлева та інші) і таких металів, як кальцій, натрій, калій.

Буферна здатність – важлива властивість, яка визначає родючість ґрунтів, оскільки дає змогу ґрунтам стійко зберігати сприятливі умови для існування рослин, незважаючи на надходження в них хімічних сполук, що мають різко відмінну реакцію. Однак за підвищеної кислотності чи лужності буферність є негативним чинником, що спричиняє спротив цих ґрунтів хімічній меліорації, зокрема при вапнуванні та гіпсуванні, через що необхідно вносити підвищені дози хімічних меліоруючих речовин. Відносні величини буферності основних типів ґрунтів подано в таблиці 8.1.

Таблиця 8.1

Порівняльна буферність основних типів ґрунтів (відносно піску) (за В.А. Ковдою, 1973)

Ґрунти	Буферність проти кислот	Буферність проти лугів
Підзоли і червоноземи	1–2	10
Слабопідзолисті	2–3	5–8
Чорноземи і сіроземи	5–8	2–3
Каштанові	8–10	2
Солонцюваті	10	1
Піски	1	1

Буферність ґрунтів і ґрунтових розчинів визначають титруванням ґрунтів чи суспензій: щодо кислот – розчинами кислот, щодо лугів – розчинами їдких лугів, щодо соди – розчинами соди. Додаючи невеликі порції реактиву, вимірюють pH суспензії чи ґрунтового розчину й отримують криву титрування, яка ілюструє криву буферної здатності ґрунтів.

У ґрунтах високої буферності крива зміни pH при титруванні завжди відзначається поступовістю зміни і виположеністю, у ґрунтах малої буферності крива змін pH при титруванні ґрунтових розчинів буде відзначатися різкістю переходів.

Буферність ґрунтів є частиною загальної властивості ґрунтів, які як само-

регульована система, тісно пов'язана з середовищем, володіють певною стабільністю та інертністю при зовнішніх впливах. Через це їхня меліорація потребує значних затрат і зусиль, а нерідко і повторення з часом.

8.4. Екологічне значення кислотності ґрунтів

Екологічне значення кислотності ґрунтів виражається насамперед у впливі на живлення рослин, на доступність елементів живлення, на розвиток у ґрунті мікроорганізмів. Зокрема, гриби добре ростуть у діапазоні pH 4–9. Бактерії і актиноміцети різко зменшують свою кількість при pH < 5,5. За цих же значень pH понижується в ґрунтах вміст рухомих форм Ca і Mg, P, K, S, Mo, B. При pH > 8–8,5 знижується вміст рухомих сполук Ca, Mg, P, B, Fe, Mn, Zn, Cu, Co. Вміст рухомих сполук останніх п'яти елементів підвищується при pH < 5,5.

При підвищенні pH від 4,8 до 6 помітно збільшується висота бавовнику – від 5 до 13 см. Для вищих рослин досить вузький діапазон pH, в якому вони успішно розвиваються – 5,5-6,5. Проте є й індивідуальні особливості в окремих видів рослин (табл. 8.2).

Таблиця 8.2

Оптимальні значення pH ґрунту для різних груп рослин

Рослини	pH	Рослини	pH
Люцерна	5,7–8	Пшениця	4,5–7
Солодка конюшина		Соя	
Спаржа		Кукурудза	
Столовий буряк	5,4–8	Овес	
Цукровий буряк		Alsike конюшина	
Cauliflower		Crimson конюшина	
Салат		Рис	
Шпинат	5,2–7,5	Томати	
Червона конюшина		Лескодеца	
Боби		Тютюн	
Капуста		Жито	
Біла конюшина		Картопля	4,5–5,5
Морква		Вівсяниця	
Бавовник	4,5–7	Буяхи	4–5,2
Тимофіївка		Азалія	
Ячмінь		Рододендрон	

Оптимальні значення pH зовсім не означають, що в реальних екосистемах рослини найкраще розвиватимуться при цих значеннях pH. Дія будь-якого чинника залежить від впливу інших чинників і, зрештою, впливає на конкуренцію

рослин у певній екосистемі. Власне тому значення pH під рослинами одного виду так помітно варіюють за роками: залежно від умов року найсприятливішими для рослин виявляються різні величини pH (табл. 8.3).

Таблиця 8.3

Динаміка значень pH у горизонті H_1 під різними рослинами

Рослини	13.06	22.06	27.06	12.07	21.08	31.08
Осока волосиста	4,4	5,2	4,9	4,3	4,3	4,1
Голокучник Ліннея	4,8	4,9	5,2	5,0	5,1	4,9
Щитовик чоловічий	4,9	4,5	4,6	4,3	4,1	4,1

Для сільськогосподарських рослин часто застосовують вапнування як захід, що понижує кислотність ґрунтів і збільшує запас доступних для рослин елементів живлення, при цьому орієнтуються на слабкокислу реакцію ґрунтів, а не на оптимальні значення pH ґрунту для різних рослин.

Контрольні запитання і завдання

1. *Чим зумовлені форми кислотності?*
2. *Дайте визначення поняття pH ґрунту.*
3. *Як класифікують ґрунти за величиною pH?*
4. *Дайте визначення поняття „обмінна кислотність".*
5. *У чому полягає гідролітична кислотність ґрунтів?*
6. *Що таке лужність ґрунтів? Форми лужності ґрунтів.*
7. *Що таке буферність ґрунтів та її значення?*
8. *Охарактеризуйте буферність основних типів ґрунтів.*
9. *У чому полягають принципи хімічної меліорації ґрунтів?*
10. *Охарактеризуйте екологічне значення кислотності ґрунтів.*
11. *Охарактеризуйте природу кислотності ґрунтів.*
12. *Які оптимальні значення pH ґрунту для різних груп рослин Ви знаєте?*

Література

1. Воробьева Л. А. Химический анализ почв / Л. А. Воробьева. – М. : Изд-во МГУ, 1998. – 272 с.
2. Гоголев И. Н. Методические рекомендации по контролю состояния орошаемых черноземов / И. Н. Гоголев, Р. А. Баер, Я. М. Биланчин. – М., 1989. – 140 с.
3. Копцык Г. Н. Буферность лесных подстилок к атмосферным кислотным осадкам / Г. Н. Копцык // Почвоведение. – М., 1995. – № 8. – С 954–962.
4. Надточий П. П. Кислотно-основная буферность – критерий агроэкологического состояния почв / П. П. Надточий // Почвоведение. – М., 1998. – № 10. –

С. 18–24.

5. Орлов Д. С. Химия почв / Д. С. Орлов, Л. К. Садовникова, Н. И. Суханова. – М. : Высшая школа, 2005. – 558 с.
6. Пинский Д. Л. Ионообменные процессы в почвах / Д. Л. Пинский. – Пущино, 1997. – 116 с.
7. Позняк С. П. Кислотно-основная буферность буроземов Украинских Карпат / С. П. Позняк, М. З. Гамкало // Почвоведение. – М., 2001. – № 6. – С. 660–669.
8. Соколова Т. А. Взаимодействие лесных суглинистых подзолистых почв с модельными кислыми осадками и кислотно-основная буферность подзолистых почв / Т. А. Соколова, Т. Я. Дронова, И. И. Толпешта, С. Е. Иванова. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2001. – 208 с.
9. Соколова Т. А. Почвенная кислотность. Кислотно-основная буферность почв / Т. А. Соколова, И. И. Толпешта, С. Я. Трофимов. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2007. – 96 с.
10. Соколова Т. А. Химические основы буферности почв / Т. А. Соколова. – М. : Изд-во МГУ, 1991. – 108 с.
11. Трускавецький Р. С. Буферна здатність ґрунтів та її основні функції / Р. С. Трускавецький. – Харків : Нове слово, 2003. – 255 с.

Розділ 9

РІДКА ФАЗА ҐРУНТУ

Рідка фаза ґрунту – це важлива й одна з наймобільніших складових ґрунту. Вода надходить у ґрунт з атмосферними опадами, ґрунтовими водами, шляхом конденсації водяної пари з атмосфери, з поливними водами. Вода ґрунту є життєвою основою рослин, ґрунтової фауни і мікрофлори. Рослини потребують великої кількості води. Так, для утворення 1 кг органічної речовини витрачається від 200 до 1000 кг води. З водою в рослини надходять поживні речовини.

Від вмісту води в ґрунті залежать інтенсивність біологічних, хімічних і фізико-хімічних процесів, водно-повітряний і тепловий режими, режим живлення, фізико-механічні властивості. Воді належить важлива роль у ґрунтотворенні, зокрема в процесах вивітрювання і новоутворення мінералів, гумусоутворенні, формуванні генетичних горизонтів ґрунтового профілю, динаміці ґрунтотворних процесів. Вода ґрунту є терморегулюючим чинником, обумовлюючи температурний режим ґрунту.

Пізнання закономірностей поведінки ґрунтової вологи, управління водними властивостями, водним режимом є передумовою регулювання та оптимізації родючості ґрунтів.

9.1. Категорії та форми води в ґрунті

Вода у ґрунтах є в трьох станах: твердому, рідкому і газоподібному. Розрізняють п'ять категорій ґрунтової води.

І. Хімічно зв'язана вода не бере безпосередньої участі у фізичних процесах, що відбуваються у ґрунті, але є важливим показником складу ґрунту; її визначають у формі гідратної води при ґрунтових аналізах. Розрізняють конституційну і кристалізаційну воду.

Конституційна вода представлена гідроксильною групою OH^- хімічних сполук (гідроксиди феруму, алюмінію, мангану; органічні та органо-мінеральні сполуки; глинисті мінерали). Виділяється конституційна вода шляхом нагрівання до певних дуже високих температур, що супроводжується руйнуванням мінералів.

Кристалізаційна вода стійко зв'язана в кристалічних ґратках мінералів (алюмосилікатів, гідрооксидів, простих солей) і входить у тверду фазу ґрунтів цілими водними молекулами. Багато мінералів містять кристалізаційну воду: гіпс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) – близько 21 ваг. %, мірабіліт ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) – приблизно 69 ваг. %, хлорид магнію ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) – 50 ваг. %. Важлива роль належить кристалізаційній воді в засолених ґрунтах. Засолені ґрунти утримують значні кількості її. Ця вода нерухома, не розчиняє елементів живлення рослин і солей, зовсім недоступна рослинам. Виділяється шляхом нагрівання при відносно низьких температурах. Для деяких хімічних сполук, зокрема мірабіліту, ця температура становить 20–25°С, а з гіпсу кристалізаційна вода починає виділятися при температурі 60–65°С.

II. Тверда вода. Вода в твердому стані (лід) періодично появляється у верхніх горизонтах ґрунтів, які сезонно промерзають, і постійно є в нижніх горизонтах ґрунтів з віковою мерзлотою. Лід внаслідок танення і випаровування переходить у рідку й газоподібну форми води. У твердому стані вода нерухома і рослини не використовують її безпосередньо, хоча вона може бути резервом доступної вологи. Значну роль у процесах ґрунтотворення тверда вода відіграє в ґрунтах північних районів, спричиняючи випинання ґрунтів і ґрунто-підґрунтя. Розмерзаючись, вона різко підвищує вологість поверхневих горизонтів ґрунту. Лід також впливає на структурний стан ґрунту через розширення об'єму води при замерзанні.

Пароподібна вода надходить у ґрунт із атмосфери або внаслідок випаровування всередині ґрунту, рухається у шпарах і порожнинах від місць з більшою пружністю водяної пари до місць з меншою її пружністю. У ґрунтах з сезонною і віковою мерзлотою пароподібна волога переміщується до холодного фронту, де конденсується, що зберігає низьку пружність водяної пари на межі замерзлого і розталого шарів. Рух водяної пари зумовлює теплове розширення ґрунтового повітря, що спостерігається у верхніх горизонтах при їхньому нагріванні протягом дня. Тиск атмосферного повітря та аеродинамічні сили, що виникають при дії на поверхню ґрунту вітру, посилюють обмін пароподібної вологи між ґрунтом і атмосферою.

III. Фізично зв'язана, або сорбована, вода утворюється шляхом сорбції пароподібної та рідкої води на поверхні твердих частинок ґрунту. Сорбційними силами регулюється міцність притягування молекул пароподібної вологи до твердих частинок ґрунту, що обумовлює поділ її на міцнозв'язану і неміцнозв'язану, або плівкову, воду.

Міцнозв'язана вода утворюється внаслідок сорбції водяної пари на поверхні твердих частинок ґрунту, коли вона безпосередньо приєднується до них у вигляді плівки із 2–3-х орієнтованих шарів молекул води. Властивість ґрунту сорбувати пароподібну воду називають гігроскопічністю ґрунтів, а воду, поглинену таким способом, – *гігроскопічною* (рис. 9.1). Гігроскопічна вода утримується дуже міцно, вона зовсім недоступна для живлення рослин. Така вода має підвищену щільність, низьку електропровідність, не розчиняє речовини, які розчиняють у вільній воді, замерзає при низькій температурі (від –4°С до –78°С). Кількість гігроскопічної вологи у ґрунтах залежить від відносної вологості повітря, з яким контактують ґрунти, гранулометричного складу (зокрема, від вмісту колоїдної фракції, яка має велику питому поверхню), мінералогічного складу, гумусу тощо. Визначають гігроскопічну вологість у ґрунті, висушуючи його при температурі 105°С. Кількість води, яку вбирає ґрунт з повітря, насиченого парами води близько 100%, називають *максимальною гігроскопічною водою* (див. рис. 9.1). На гігроскопічність ґрунтів впливають гранулометричний і мінералогічний склад, гумусованість. Визначають її шляхом насичення ґрунту парами води над 10% розчином H_2SO_4.

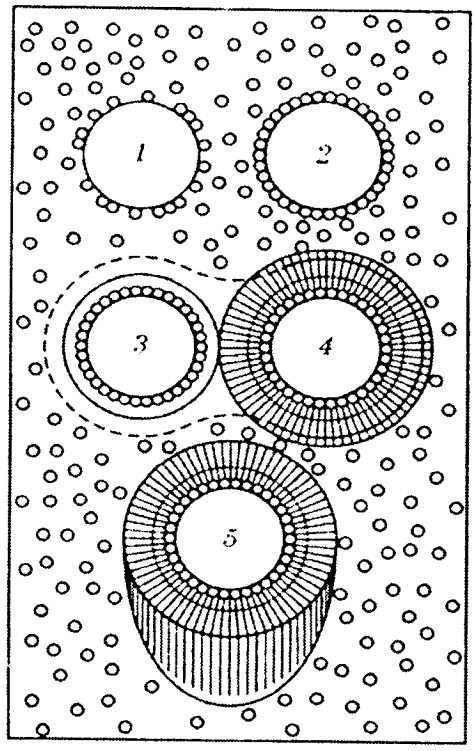


Рис. 9.1. Форми води в ґрунті (за О. Ф. Лебедєвим):

1 – гігроскопічна; *2* – максимально гігроскопічна; *3* і *4* – плівкова; *5* – гравітаційна

Неміцнозв'язана вода (плівкова) сорбується тільки при зіткненні ґрунтових частинок з рідкою вологою (див. рис. 9.1). Ця вода утримується силами молекулярного притягування понад величину максимальної гігроскопічності. Найбільша кількість неміцнозв'язаної води може в 2–4 рази перевищувати всличину максимальної гігроскопічності. На відміну від міцнозв'язаної, неміцнозв'язана волога здатна до перетікання від однієї ґрунтової частинки до іншої, тобто від частинок з товстішими плівками до частинок з тоншими. Цей рух відбувається з дуже малою швидкістю і залежить від градієнта вологості. Неміцнозв'язана вода видаляється з ґрунту центрифугуванням або пресуванням. Для рослин така волога доступна лише частково.

IV. Вільна вода – це вода, яка не зв'язана силами притягання з ґрунтовими частинками і міститься в ґрунтах понад неміцнозв'язану. Характерною ознакою цієї води є відсутність орієнтації молекул води біля ґрунтових частинок. Розрізняють дві форми вільної води у ґрунті – *капілярну і гравітаційну.*

Капілярна вода рухається в тонких шпарах ґрунту капілярними (меніскові-ми) силами, спричиненими поверхневим напруженням і змочуванням. Вода має здатність добре змочувати тверді тіла. При зіткненні води з ґрунтовими частинками у шпарах (капілярах) утворюються меніски тим більшої кривизни, чим менший діаметр шпар. Явище змочування зумовлює утворення у ґрунтах тільки ввігнутих менісків. Меніскові сили в ґрунтах проявляються в шпарах з діаметром меншим від 8 мм, але особливо велика їхня сила у шпарах з діаметром від 100 до 3 мкм. Ґрунт є складною системою шпар різних розмірів і форми, в яких утворюються меніски різної кривизни. Внаслідок цього у шпарах ґрунту існує різниця тисків не тільки під меніском і плоскою поверхнею плівки натягу, але й між поверхнею менісків різної кривизни. Різниця поверхневих тисків формує здатність ґрунту утримувати певну кількість води і підняття води в капілярних шпарах.

За фізичним станом капілярна вода доволі рухлива, здатна накопичуватися у великих кількостях у поверхневих горизонтах, розчиняє речовини, переносить розчинені солі, колоїди, тонкі суспензії, доступна для живлення рослин.

Залежно від характеру зволоження розрізняють капілярно-підвішену і капілярно-підперту воду.

Капілярно-підвішена вода характеризується відсутністю гідростатичного зв'язку з постійними чи тимчасовими водоносними горизонтами. Вона утворюється при зволоженні ґрунту зверху після дощу чи поливу. Під змоченим шаром ґрунту завжди спостерігається сухий шар. Вода в змоченому шарі не стікає, а перебуває у висячому стані над сухим шаром. Ця вода утримується в ґрунті досить стійко, але до певної межі, обумовленої різницею тисків, що створюються в менісках верхньої і нижньої поверхні водного шару. Коли верхня межа різниці тисків перевищена, починається стікання води. Ця вода може переміщатися і вверх у напрямі поверхні випаровування.

Капілярно-підвішена вода здатна переміщувати розчинені солі. Такі явища нерідко спостерігаються при поливах ґрунтів, які характеризуються залишковим підґрунтовим засоленням. Такий процес спостерігається при поливах ґрунтів мінералізованою водою, коли часткове випаровування капілярно-підвішеної води супроводжується накопиченням солей у розчинах, що випаровуються.

Швидкість руху капілярно-підвішеної води і швидкість її випаровування будуть незначними, коли ґрунти добре оструктурені і затінені. Тому розпушування ґрунтів і травосіяння є основними заходами зі зменшення висхідних потоків вологи і солей у ґрунті.

Капілярно-підвішена вода зберігається тривалий час і доступна для живлення рослин, тому з екологічних позицій вона є дуже цінною.

У піщаних ґрунтах різновидом капілярно-підвішеної води є вода стикова. Вона є в ґрунтах легкого гранулометричного складу в місцях стику окремих твердих частинок, де розміри шпар між частинками перевищують розміри капілярів. Величина її становить 3,0–3,5% від ваги ґрунту, або 10–15% від повної вологоємності ґрунту.

Капілярно-підперта вода утворюється над дзеркалом ґрунтових вод, від якого волога по капілярах ґрунту може підніматися на деяку висоту. В природі над дзеркалом ґрунтових вод утворюється облямівка капілярно-підпертої вологи. Потужність капілярної облямівки і висота її потенціального підняття над рівнем ґрунтових вод безпосередньо залежать від гранулометричного складу і структури ґрунту. Вони невеликі в пісках і супісках (до 40–60 см) і зростають у суглинках і глинах (до 2–7 м). Висота капілярної облямівки перебуває в оберненій залежності від ступеня мінералізації води. Вміст води в облямівці зменшується знизу вверх. Зміна вологи у піщаних ґрунтах відбувається різкіше.

Капілярно-посаджена вода утворюється в шаруватих ґрунтах, коли тонкодисперсний глинистий або менш структурний горизонт підстеляється горизонтом піщаним, пухкішим або більш структурним, і міститься в ґрунтових шпарах і капілярах. Через розрив суцільності капілярної води на поверхні розділу тонкодисперсного і грубодисперсного горизонтів виникають додаткові нижні меніски і розвиваються додаткові несучі сили. Під впливом додаткових меніскових сил при перешаруванні дрібнозернистих і грубозернистих горизонтів ґрунт загалом може утримати додаткову кількість капілярної вологи, яка ніби посаджена на додаткові капілярні меніски нижньої поверхні горизонту. Розподіл капілярної води в такому ґрунті відрізняється від його розподілу в орному ґрунті. Вміст капілярної вологи у профілі ґрунту різного гранулометричного складу матиме ступеневий характер, завдяки чому вологість шаруватого ґрунту буде завжди вищою, ніж вологість однорідного ґрунту.

V. Гравітаційна вода – це вода, яка у певний момент рухається в ґрунті у низхідному або боковому напрямах (див. рис. 9.1). Поступове накопичення води в ґрунті спричиняє перевищення водоутримуючої здатності ґрунту, і під впливом сил тяжіння вода рухається в низхідному напрямі. Рухаючись системою шпар і капілярів, ця гравітаційна вода розчиняє речовини, переносить їх у рідкому вигляді, зокрема в колоїдних розчинах, тонких суспензіях тощо.

Гравітаційна вода може досягати рівня ґрунтових вод, нашаровуватися на них і підвищувати їхній рівень. У випадку глибокого залягання рівня ґрунтових вод гравітаційна вода в процесі низхідного руху поступово розсмоктується, переходить у стан капілярно-підвішеної і плівкової води.

Ґрунтові води утворюються при заповненні всіх шпар вільною водою. Це спричиняє наявність водонепроникного горизонту, який затримує низхідне стікання гравітаційної води, що надходить понад обсяг її відтоку. Утворення ґрунтових вод може бути пов'язане також з напором і вклинюванням глибинних підземних вод, формуванням ґрунтового потоку в передгір'ях, річкових долинах. Поверхню рівня ґрунтових вод називають дзеркалом, вона відображає рельєф поверхні. Ґрунтова вода може бути застійною, в таких випадках інтенсивно розвиваються анаеробні процеси. В аридних умовах при тривалому випаровуванні ґрунтових вод у них накопичується значна кількість солей. Ґрунтові води можуть мати різкий відтік, коли водоносні горизонти мають грубий гранулометричний склад чи високу шпаруватість. Найбільша рухливість ґрунтових вод спостерігається у пісках і галечниках, найменша – у глинах.

У низинах з малорозчленованим рельєфом ґрунтові води лежать близько до поверхні (1,0–2,5 м) і через капілярну облямівку забезпечують рослини вологою. Коли ґрунтові води мінералізовані, то випаровування капілярної води зумовлює утворення солончаків.

На вододілах, передгірських рівнинах, високих терасах, розчленованих ріками, ярами, ґрунтові води залягають глибоко (глибше 10–15 м), що робить неможливим участь капілярної облямівки у ґрунтотворних процесах і живленні рослин.

Наявність значної кількості вільної води в ґрунті спричиняє несприятливі явища заболочування і глейового процесу, що свідчить про тимчасове або постійне надлишкове зволоження.

Необхідно зазначити, що вода у ґрунті перебуває практично одночасно в різних станах, формах і під дією декількох сил, що впливає на формування водних властивостей ґрунту.

9.2. Водно-фізичні властивості ґрунту

Головні водно-фізичні властивості ґрунтів – це водоутримуюча, водопропускна та водопідйомна здатність.

9.2.1. Водоутримуюча здатність ґрунту

Водоутримуюча здатність ґрунту – це здатність твердої фази ґрунту з використанням сорбційних і капілярних сил утримувати ґрунтову вологу, протидіючи її стіканню під впливом сил тяжіння. Найбільшу кількість води, яку утримує ґрунт завдяки тим чи іншим силам, називають ***вологоємністю***. Розрізняють декілька видів вологоємності: повну, найменшу, капілярну, максимальну молекулярну і максимальну гігроскопічну (рис. 9.2).

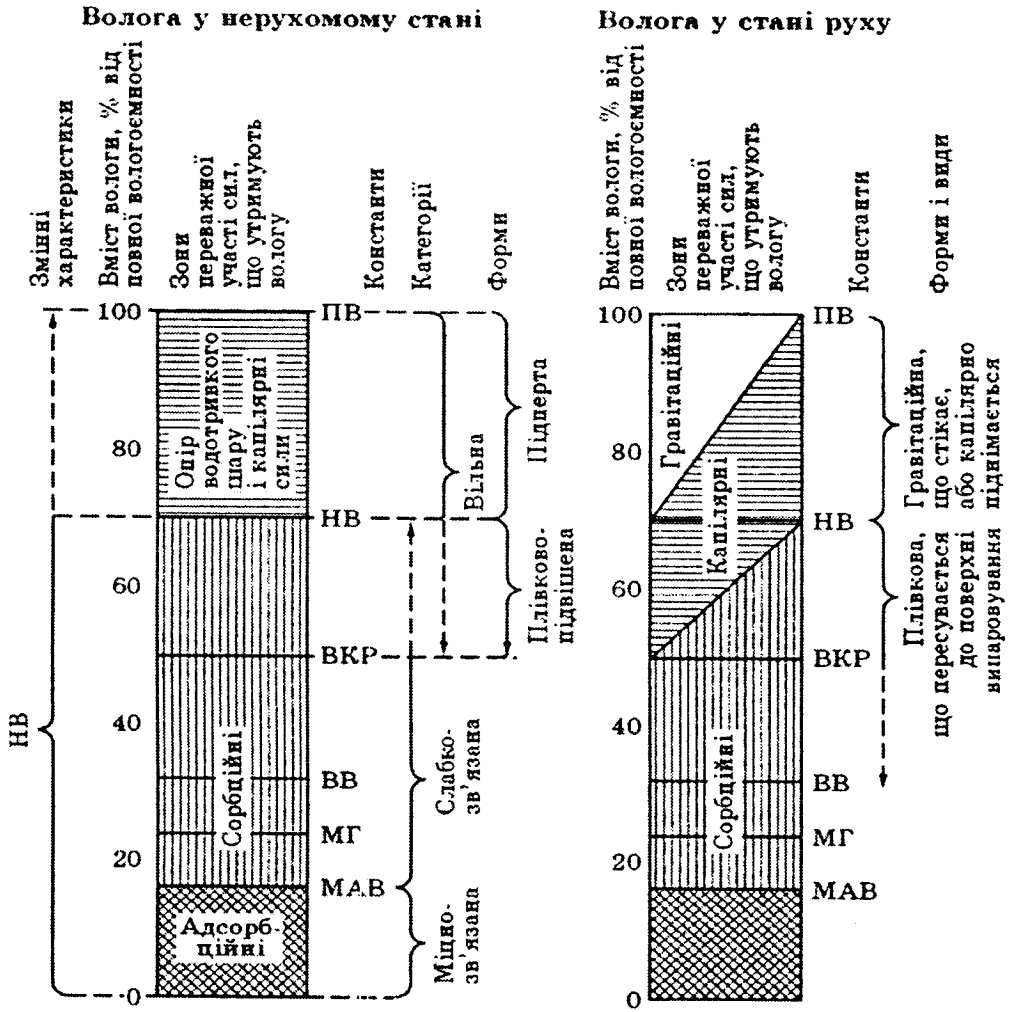


Рис. 9.2. Форми ґрунтової вологи у ґрунтах середнього та важкого гранулометричного складу (за О. А. Роде)

Повна вологоємність – це здатність ґрунту вміщувати у своїй товщі воду в об'ємі, що відповідає шпаруватості ґрунту, не враховуючи шпар із защемленим повітрям (5–10% від загальної шпаруватості). Величина повної вологоємності здебільшого становить 40–50%, інколи опускається до 30% і зростає в окремих випадках до 80% об'єму ґрунту. Повна вологоємність характеризує водовмістимість, або водоємність, ґрунту. У природних умовах величина водовмістимості спостерігається в зоні ґрунтових вод, верховодки.

Капілярна вологоємність – здатність ґрунтів утримувати максимально можливу кількість капілярної води без переходу її в гравітаційну форму. Кількість капілярної води виражається у вагових чи об'ємних відсотках або в $м^3$ на 1 га. У ґрунтах ця вода утримується капілярно-меніскoвими силами.

Найменша вологоємність – це встановлена після стікання залишку води волога попередньо насиченого ґрунту. Досягається, зазвичай, через 2–3 дні після інтенсивного дощу чи поливу добре дренованого гомогенного ґрунту. Найменша вологоємність – це найбільша кількість води, яку ґрунт може втримати у нерухомому чи практично нерухомому стані після тривалого дощу або штучного зволоження і стікання вологи за глибокого залягання ґрунтових вод. Вона залежить передусім від гранулометричного складу, структурного стану та щільності будови. У важких ґрунтах найменша вологоємність становить 30–35%, а в піщаних вона не перевищує 10–15%. З найменшою вологоємністю пов'язане поняття про дефіцит вологи у ґрунті. *Дефіцит вологи у ґрунті* – це різниця між найменшою вологоємністю і фактичною вологістю ґрунту. Оптимальною вологістю вважають вологість ґрунту, що становить 70–100% від найменшої вологоємності. За величиною найменшої вологоємності розраховують поливні норми.

Максимальна молекулярна вологоємність – це верхня межа вмісту в ґрунті плівкової води, яка утримується силами молекулярного притягання на поверхні ґрунтових частинок. Величина максимальної молекулярної вологоємності залежить від діаметра частинок, які складають ґрунт. Вона незначна в пісках (5–7%) і дуже висока в глинах (25–30%). Максимальна молекулярна вологоємність є важливою характеристикою, оскільки за вологістю, яка відповідає максимальній молекулярній вологоємності, можна з'ясувати, чи існує запас доступної і корисної рослинам води, чи цей запас близький до вичерпання.

До величини максимальної молекулярної вологоємності близький *коефіцієнт в'янення*, тобто та кількість вологи, за якої рослина в'яне і гине. Зазвичай коефіцієнт в'янення на 2–3% нижчий від величини максимальної молекулярної вологоємності.

Вологість розриву капілярів – це вологість ґрунту, за якої переривається гідравлічний зв'язок капілярної сітки і рух вологи через переосушення різко змінюється. Ця вологість є в інтервалі між найменшою вологоємністю і вологістю стійкого в'янення рослин. Ця волога нерухома, проте фізіологічно доступна для коріння рослин.

Максимальна гігроскопічна вологоємність – найбільша кількість води, яка може бути утримана сорбційними силами на поверхні твердих частинок. Вода, що є в ґрунті у стані максимальної гігроскопічності, недоступна рослинам. Це мертвий запас вологи в ґрунті.

Вологість в'янення – це така вологість ґрунту, за якої волога є недоступною для рослин, через що рослини в'януть, незворотно втрачають тургор і навіть при

їхньому перенесенні у насичену парами води атмосферу в'януть. Чисельно вологість в'янення дорівнює 1,5 максимальної гігроскопічності. Цю величину називають також *коефіцієнтом в'янення*. Вміст води у ґрунті, який відповідає вологості в'янення, є нижньою межею доступної для рослин вологи.

9.2.2. Водопроникність і водопідйомна здатність ґрунту

Водопроникність ґрунту – це здатність ґрунту пропускати через себе гравітаційну вологу. При атмосферних опадах чи поливі вода спочатку швидко вбирається ґрунтом, а після його насичення водою вона починає стікати. Початкову стадію швидкого проникнення води в ненасичений вологою ґрунт за певного гідравлічного тиску називають вбиранням води, або інфільтрацією. Після насичення всього шпарового простору ґрунту водою наступає стадія руху води в насиченому ґрунті – стадія фільтрації. Отож процес водопроникнення складається з двох процесів: вбирання і фільтрації.

Процес вбирання води ґрунтом характеризується коефіцієнтом вбирання, а інтенсивність проходження води через ґрунт характеризується коефіцієнтом фільтрації. Потік вологи, що надходить у ґрунт, – це кількість води, що проходить через ґрунт за одиницю часу. Коефіцієнт фільтрації ($K_ф$) обчислюють за формулою:

$$K_ф = \frac{Q}{S \cdot t},$$

де Q – кількість води, що надійшла в ґрунт, см^3; S – площа поперечного перерізу, см^2; t – час, хв.

Водопроникність залежить від гранулометричного складу, хімічних властивостей ґрунтів, їхньої структури, щільності будови, шпаруватості, вологості і тривалості зволоження. В легких за гранулометричним складом ґрунтах водопроникність завжди висока, а в ґрунтах важкого гранулометричного складу з брилувато-пилуватою структурою вона низька. Оцінюють водопроникність ґрунтів за градацією Н. А. Качинського. Коли ґрунт пропускає за 1 год. понад 1000 мм води при напорі 5 см і температурі 10°С, водопроникність провальна; якщо від 500 мм до 1000 мм – надлишково висока, від 500 до 100 мм – найкраща, від 70 до 100 мм – добра, від 30 до 70 мм – задовільна, менше 30 мм – незадовільна.

За низької водопроникності в районах достатнього зволоження може відбуватися вимокання сільськогосподарських культур, застій води на поверхні, стікання її по схилу, що спричиняє розвиток ерозії.

За дуже високої водопроникності не утворюється достатнього запасу води в кореневмісному шарі ґрунту, а в зрошуваному землеробстві спостерігається значна втрата поливної води і підняття рівня ґрунтових вод.

Водопідйомна здатність – це властивість ґрунту спричиняти висхідне переміщення вологи, яка перебуває в ньому, за рахунок капілярних сил. Капілярні сили починають проявлятися в шпарах діаметром 8 мм, найчіткіше вони проявляються у шпарах діаметром 0,1–0,003 мм. Тонші шпари заповнені зв'язаною водою. Водопідйомна здатність зростає від піщаних ґрунтів до суглинкових і знижується в глинистих. Максимальна висота підняття води над рівнем ґрунтових вод для піщаних ґрунтів 0,5–0,7 м, а для суглинкових – 3–6 м.

Завдяки капілярним явищам і водопідйомній здатності ґрунтів ґрунтові води беруть участь у додатковому забезпеченні рослин водою, водночас спричиняючи відновні процеси і засолення у ґрунтовому профілі.

Висхідним підняттям вологи характеризується не тільки капілярно-підперта вода, зв'язана з ґрунтовою водою, але й капілярно-підвішена. Переміщення капілярно-підвішеної води до поверхні випаровування припиняється тільки за втрати суцільності заповнення капілярів водою. Унаслідок висхідного підняття капілярно-рухомої вологи безструктурні ґрунти, в яких переважають капілярні шпари, втрачають багато води на випаровування. У структурних ґрунтах капілярна вода менш рухома через розірваність крупними міжагрегатними шпарами і тому краще зберігається.

9.2.3. Потенціал ґрунтової вологи і доступність ґрунтової вологи рослинам

Вода в ґрунті перебуває водночас під дією декількох силових полів – адсорбційних, капілярних, осмотичних, гравітаційних, які формують енергетичний стан води в ґрунті. Для характеристики енергетичного стану води в ґрунті запропоновано поняття термодинамічного потенціалу ґрунтової води. Потенціал вологи у ґрунті – це корисна робота на одиницю кількості води, яку необхідно затратити, щоб ізотермічно перемістити безкінечно малу кількість води з резервуара з чистою водою на стандартній висоті над рівнем моря в ґрунтову вологу в досліджуваному місці за незмінного зовнішнього тиску.

Замість потенціалу ґрунтової вологи застосовують поняття тиску ґрунтової вологи, який вимірюють у паскалях (Па = кг/с^2·м). Чим менше води в ґрунті, тим сильніше вона утримується твердою фазою, тим нижчий її потенціал. У ґрунтах, насичених вологою, що не містить солей, тиск ґрунтової вологи дорівнює нулю. При зниженні вологості ґрунту тиск ґрунтової вологи набуває все більшого від'ємного значення. При висиханні ґрунту виникає здатність при контакті з водою вбирати її. Таку здатність ґрунту називають *всмоктуванням*. Всмоктуючий тиск ґрунту можна визначити для всякої вологості, починаючи від повного насичення водою і закінчуючи майже сухим ґрунтом. Вимірюють його спеціальними приладами – тензіометром і капіляриметром, виражають у паскалях. Всмоктуючий тиск сухого ґрунту наближається до 10^9 Па.

Доступною вологою для рослин є та частина ґрунтової вологи, яка може бути засвоєна ними в процесі життєдіяльності. Рослини в процесі життя використовують велику кількість води. Головна маса цієї води витрачається на транспірацію. Потреба рослин у воді виражається транспіраційним коефіцієнтом, тобто відношенням кількості води, випаруваної рослинами, до загального приросту сухої речовини за певний проміжок часу.

Цей коефіцієнт для культурних рослин коливається від 200 до 1000, а в більшості випадків він становить 350–450. Отже, для побудови 1 т рослинної маси витрачається від 200 до 1000 т води.

Щодо рослин ґрунтову вологу можна поділити на такі категорії (за О. А. Роде).

1. ***Недоступна волога*** для рослин (мертвий запас вологи), яка приблизно відповідає максимальному вмістові міцно зв'язаної води або величині максимально адсорбованої вологоємності.
2. ***Дуже важкодоступна*** для рослин волога – це частина неміцно зв'язаної вологи в інтервалі між максимально адсорбованою вологоємністю і коефіцієнтом в'янення рослин, що дорівнює приблизно 1,5 максимальної гігроскопічності.
3. ***Важкодоступна волога*** є в межах між величиною вологи в'янення і вологи розриву капілярів. У цьому інтервалі вологості рослини можуть існувати, не виявляючи ознак нестачі вологи, проте продуктивність рослинного покриву буде низькою.
4. ***Середньодоступна волога*** є в межах від вологості розриву капілярів до величини найменшої вологоємності. Продуктивність рослин різко збільшується при підвищенні вмісту вологи вище вологості розриву капілярів і продовжує підвищуватися з її зростанням.
5. ***Легкодоступна волога*** міститься в межах величин вологості від найменшої до повної вологоємності, проте в цьому інтервалі вміст вологи вже може ускладнити надходження кисню повітря і стати причиною утрудненого дихання рослин.

Регулюючи вміст вологи в ґрунті, необхідно намагатися, щоб його вологість підтримувалася на рівні між величиною вологості розриву капілярів і найменшою вологоємністю, тобто на рівні середньодоступної вологи і дещо вище, що складає біля 70% найменшої вологоємності.

9.2.4. Екологічне значення водно-фізичних властивостей ґрунтів

Роль води в ґрунті визначається її особливим місцем у природі. З одного боку – це особлива фізико-хімічна активна система, яка забезпечує фізичні та хімічні процеси в природі, з іншого – це потужна транспортна геохімічна система, що забезпечує переміщення речовин у просторі. Воді належить провідна роль у ґрунтотворенні.

Процеси вивітрювання і новоутворення мінералів, гумусоутворення та хімічні реакції відбуваються тільки у водному середовищі. Формування генетичних горизонтів ґрунтового профілю, динаміка ґрунтових процесів пов'язані з водою. Вода в ґрунті є також терморегулюючим чинником і значною мірою визначає тепловий баланс ґрунту, його температурний режим.

Виняткова роль вологи у родючості ґрунту, в забезпеченні умов життя рослин, оскільки ґрунт є головним, а в багатьох випадках і єдиним, джерелом вологи для рослин, що на ньому розвиваються.

Водні властивості разом з кліматом, погодними умовами, типом екосистеми визначають водний режим ґрунтів і, отже, їхню екологічну функцію – водозабезпечення рослин.

Відомо, що всі рослини за їхньою потребою у воді ділять на гігрофіти (проживають у воді), гідрофіти (вимагають добре зволожених ґрунтів), мезофіти (проживають на ґрунтах достатнього зволоження) і ксерофіти (ростуть на сухих ґрунтах). Власне в цих вимогах рослин до води прихована основа глобальної зональності рослин. Наявність на земній кулі різних кліматичних поясів з різними водними режимами ґрунтів визначає різні асоціації рослин на цих ґрунтах. Волога ґрунтів зумовлює розподіл рослин у межах катени, за мікрорельєфом, на заплавах, на вододілах тощо. В межах одного ландшафту розподіл рослин пов'язаний, передусім, з водним режимом ґрунтів – однією з найважливіших його характеристик.

9.2.5. Водний режим ґрунтів і його типи

Водний режим ґрунтів – це процес надходження вологи у ґрунт, її перерозподіл і витрати. Кількісно його виражають через водний баланс. Водний баланс характеризує надходження вологи в ґрунт і витрати з нього.

Загальне рівняння водного балансу виражають формулою:

$$В_о + В_{оп} + В_г + В_к + В_п + В_б = Е_в + Е_т + В_і + В_{пс} + В_с + В_і,$$

де $В_о$ – запаси вологи у ґрунті на початку спостереження;

$В_{оп}$ – сума опадів за період спостережень;

$В_г$ – кількість вологи, яка надійшла з ґрунтових вод;

$В_к$ – кількість вологи, яка конденсується з парів води;

$В_п$ – кількість вологи, яка надходить у результаті поверхневого притоку води;

$В_б$ – кількість вологи, яка надійшла від бокового притоку ґрунтових вод;

$Е_в$ – кількість води, яка випарувалася з поверхні ґрунту за період спостережень;

$Е_т$ – кількість води, яка витратилась на транспірацію;

$В_і$ – кількість води, яка інфільтрувалася у глибокі горизонти ґрунту;

$В_{пс}$ – кількість води, яка витратилась у результаті поверхневого стоку;

B_c – кількість води, яка витратилась із боковим внутріґрунтовим стоком;

B_l – запас вологи у ґрунті наприкінці періоду спостережень.

Ліва частина рівняння об'єднує прибуткові статті балансу, права – видаткові.

Здебільшого прогресуючого зволоження чи переосушення території не відбувається, тому в рівнянні водного балансу ліва й права частини рівні. Водний баланс характеризується річними циклами, коли за річний період процеси прибутку та витрат вологи повторюються.

Водний баланс можна скласти для різних ґрунтових шарів, для всієї товщі ґрунту до певної глибини. Запаси вологи, статті прибутку і витрат у ґрунті розраховують у мм водяного стовпа або в м³/га.

Запаси вологи у ґрунті, які вираховують за вегетаційний період, дають змогу оцінювати забезпеченість вологою сільськогосподарських культур.

Запаси води в окремих генетичних горизонтах визначають за формулою:

$$B = a \cdot dv \cdot H,$$

де B – запас води для шару H, м³/га; a – польова волога, %; dv – щільність будови, г/см³; H – потужність шару, см.

Для перерахунку запасів води, розрахованих у м³/га, в міліметри водяного стовпчика ввели коефіцієнт 0,1, оскільки запас води в 1 мм водного шару дорівнює запасу 10 м³ води на 1 га.

З агрономічної точки зору важливим є загальний і корисний запас води в ґрунті.

Загальний запас води – це її сумарна кількість у ґрунті певної потужності, виражається в м³/га.

Корисний запас води – сумарна кількість продуктивної або доступної рослинам вологи в товщі ґрунто-підґрунтя. Для розрахунку корисної вологи в ґрунті треба вичислити загальний запас вологи і запас важкодоступної вологи, яку розраховують за вмістом вологи стійкого в'янення рослин. Різниця між загальним запасом вологи і запасом важкодоступної вологи – це кількість продуктивної вологи в ґрунті. Оцінку запасів продуктивної вологи подано в таблиці 9.1.

Таблиця 9.1

Оцінка запасів продуктивної вологи в шарах ґрунту

Потужність шару ґрунту, см	Запаси води, мм	Якісна оцінка запасів води
0–20	> 40	Добра
	40–20	Задовільна
	< 20	Незадовільна
0–100	> 160	Дуже добра
	160–130	Добра
	130–90	Задовільна
	90–60	Незадовільна
	< 60	Дуже незадовільна

Водний баланс для різних ґрунтово-кліматичних зон і окремих ділянок місцевості складається неоднаково. Залежно від співвідношення основних статей річного водного балансу вирізняють декілька типів водного режиму ґрунтів.

Класифікацію типів водного режиму ґрунтів розробив Г. М. Висоцький. Він враховував глибину проникнення атмосферних вод у ґрунт протягом року (зокрема, чи проникають вони до ґрунтових вод), співвідношення процесів висхідного і низхідного рухів вологи, відношення кількості опадів до випаровування – *коефіцієнт зволоження* (КЗ), наявність у профілі ґрунту багаторічної мерзлоти. Відповідно до різних природних умов Г. М. Висоцький виокремив такі типи водного режиму ґрунтів: промивний, періодично промивний, непромивний і випітний. Розвиваючи вчення Г. М. Висоцького, О. А. Роде виділив уже шість типів водного режиму ґрунтів: мерзлотний, промивний, періодично промивний, непромивний, випітний та іригаційний.

Мерзлотний тип водного режиму ґрунтів поширений у районах багаторічної мерзлоти. Замерзлий шар ґрунто-підґрунтя є водонепроникним, на ньому формується надмерзлотна верховодка. Протягом вегетаційного періоду верхня частина розмерзлого ґрунту насичена водою.

Промивний тип водного режиму ґрунтів характерний для місцевостей, де сума річних опадів більша від величини випаровування (КЗ> 1). Ґрунтова товща щорічно навесні та восени промивається до ґрунтових вод, що спричиняє інтенсивне винесення продуктів ґрунтотворення. У таких умовах формуються ґрунти підзолистого типу, червоноземи і жовтоземи. Болотний підтип водного режиму розвивається при близькому до поверхні заляганні ґрунтових вод, низькій водопроникності ґрунтів і ґрунтотворних порід, що характерно для підзолисто-болотних і болотних ґрунтів.

Періодично промивний тип водного режиму ґрунтів характеризується середньою багаторічною збалансованістю опадів і випаровування (КЗ ≈ 1). Для водного режиму характерне чергування обмеженого промочування ґрунтово-підґрунтової товщі в сухі роки і наскрізне промочування у вологі. Промивання ґрунтів надлишковими опадами відбувається один-два рази через декілька років. Такий водний режим властивий сірим лісовим ґрунтам, чорноземам опідзоленим і вилугуваним. Водозабезпеченість ґрунтів нестійка.

Непромивний тип водного режиму ґрунтів властивий місцевостям, де волога опадів розподіляється тільки у верхніх горизонтах і не досягає ґрунтових вод (КЗ< 1). Зв'язок між атмосферною і ґрунтовою водою в ґрунті здійснюється через шар з дуже низькою вологістю, близькою до вологості в'янення. Обмін вологою відбувається шляхом переміщення води у вигляді пари. Такий водний режим характерний для степових ґрунтів – чорноземів і каштанових, бурих напівпустельних і сіро-бурих пустельних ґрунтів. Коефіцієнт зволоження знижується до 0,1. Витрати вологи за непромивного типу водного режиму відбуваються головно на

транспірацію, тому у верхніх горизонтах ґрунтів низхідні потоки вологи переважають над висхідними.

Випітний тип водного режиму ґрунтів проявляється у степовій і особливо в напівпустельній і пустельній зонах у випадку близького залягання ґрунтових вод. Характерне переважання висхідних потоків вологи за рахунок підтоку її капілярами від ґрунтових вод. При великій мінералізації ґрунтових вод у ґрунт надходять легкорозчинні солі і ґрунти засолюються.

Іригаційний тип водного режиму ґрунтів створюється при додатковому зволоженні ґрунту зрошуваними водами. При зрошенні в різні періоди проявляються різні типи водного режиму. В період поливу формується промивний тип, який змінюється непромивним і навіть випітним, внаслідок чого в ґрунті періодично утворюються низхідні і висхідні потоки води.

Регулювання водного режиму ґрунтів є обов'язковим заходом в умовах інтенсивного землеробства. У конкретних ґрунтово-кліматичних умовах способи регулювання водного режиму ґрунтів мають свої особливості.

Покращенню водного режиму слабодренованих територій зони достатнього і надлишкового зволоження сприяє планування поверхні ґрунту і нівелювання мікро- та мезопонижень, в яких навесні та після літніх дощів спостерігається тривале затримання води.

На ґрунтах з тимчасово надлишковим зволоженням для відведення надлишку вологи доцільно з осені робити гребені. Високі гребені сприяють збільшенню фізичного випаровування, а по борознах відбувається поверхневий стік води за межі поля.

Ґрунти болотного типу, а також мінеральні заболочені потребують проведення осушувальних заходів – облаштування закритого дренажу чи використання відкритих дрен для відведення надлишкової вологи.

Регулювання водного режиму у вологій зоні зі значною кількістю опадів не обмежується осушенням. Ефективним засобом покращення вологозабезпечення рослин є двостороннє регулювання вологи, коли надлишок вологи відводять з допомогою дренажу, а за необхідності воду подають на поле дощуванням чи підняттям рівня ґрунтових вод.

У зоні нестійкого зволоження в засушливих районах регулювання водного режиму спрямоване на накопичення вологи у ґрунті та її раціональне використання. Одним зі способів накопичення вологи у ґрунті є затримання снігу і талих вод. Виняткова роль у накопиченні вологи належить полезахисним лісовим смугам. Сприяють цьому і чисті пари, зокрема чорні пари. Важливе значення мають агротехнічні заходи – поверхневе боронування, післяпосівне прикатування і мульчування, внесення мінеральних і органічних добрив.

У степовій, напівпустельній і пустельній зонах основний спосіб покращення водного режиму ґрунтів – зрошення. У ході проведення зрошення особливе

значення має боротьба з непродуктивними витратами води з метою запобігання вторинного засолення ґрунтів.

У комплексі заходів з покращення водозабезпечення рослин у різних природних зонах важливо передбачити планомірне покращення водних властивостей ґрунтів, їхнього структурного стану.

Типи водного режиму ґрунтів мають важливе екологічне значення. Так, промивний тип водного режиму ґрунтів супроводжується винесенням речовин з ґрунту включно з забруднювачами у ґрунтові води. Далі ґрунтові води виносять ці речовини в заплави й річки. Так ґрунти очищаються від забруднювачів, тобто відбувається природне очищення ґрунту.

За непромивного водного режиму у випадку постійного чи навіть тимчасового надходження забруднювачів вони зберігаються тривалий час, доки не зміниться водний режим чи ґрунти не будуть меліоровані.

9.3. Ґрунтовий розчин і окисно-відновні процеси в ґрунтах

Атмосферні опади, які надходять у ґрунт, містять певну кількість розчинених речовин, газів атмосферного повітря і сполук у вигляді пилу. Вони активно взаємодіють з твердою фазою ґрунту, переводячи в розчин окремі її компоненти й утворюючи ґрунтовий розчин. Ґрунтовий розчин бере участь у процесах перетворення мінеральних і органічних сполук, він переміщує різноманітні продукти ґрунтотворення по профілю ґрунту. В живленні рослин ґрунтовий розчин відіграє виняткову роль.

Для виділення ґрунтового розчину використовують методи пресування, центрифугування, заміщення іншою рідиною, лізиметричний метод.

9.3.1. Склад і концентрація ґрунтових розчинів

Ґрунтовий розчин унаслідок взаємодії біологічних, фізико-хімічних і фізичних процесів має різний склад і концентрацію. Ґрунтовий розчин дуже динамічний, на що впливають насамперед сезонні та погодні умови.

Концентрація ґрунтового розчину невелика і не перевищує декількох грамів на літр розчину. В засолених ґрунтах концентрація може сягати десятків і сотень грамів на літр. У ґрунтовому розчині містяться мінеральні, органічні та органомінеральні речовини у вигляді іонів, молекул і колоїдів, а також наявні розчинені гази CO_2 і O_2 та інші.

У складі ґрунтового розчину з мінеральних сполук є аніони HCO_3^-, CO_3^{2-}, NO_3^-, NO_2^-, SO_4^{2-}, Cl^-, $H_2PO_4^-$, HPO_4^{2-} і катіони Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, NH_4^+, K^+, H^+. В сильнокислих ґрунтах можуть бути Al^{3+}, Fe^{3+}, а в заболочених – Fe^{2+}. Органічні сполуки представлені органічними кислотами, амінокислотами, цукрами, спиртами, фенолами, дубильними речовинами тощо. Органо-мінеральні сполу-

ки представлені комплексними сполуками різних органічних речовин кислотної природи з полівалентними катіонами.

Вміст окремих компонентів ґрунтового розчину суттєво змінюється також за генетичними горизонтами одного й того ж ґрунту.

Максимум органічних речовин міститься у ґрунтовому розчині органогенних і гумусових горизонтів.

Для рослин важливе значення має осмотичний тиск ґрунтового розчину. Осмотичний тиск залежить від концентрації ґрунтового розчину і ступеню дисоціації розчинених речовин. Якщо він рівний чи вищий від осмотичного тиску клітинного соку рослин, то надходження води у рослину припиняється і вона гине.

У різних типах ґрунтів і в окремих горизонтах осмотичний тиск ґрунтового розчину суттєво відрізняється. Він залежить від вологості ґрунту та інтенсивності біологічних процесів. Найвищий осмотичний тиск ґрунтового розчину в засолених ґрунтів.

Визначається осмотичний тиск кріоскопічним методом за точкою замерзання ґрунтового розчину.

9.3.2. Окисно-відновні реакції і процеси, їхнє екологічне значення

У ґрунті широко розвинені окисно-відновні процеси і щодо цього ґрунт розглядають як складну окисно-відновну систему. Деякі з цих процесів зворотні. Прикладом зворотних реакцій можуть слугувати реакції окиснення і відновлення Феруму і Мангану; незворотні реакції – це здебільшого реакції окиснення органічних речовин, деякі реакції, пов'язані з перетворенням сполук Нітрогену і Сульфуру.

Окисненням (O_x) називають процес віддачі електронів хімічними елементами, а відновленням (R_{ed}) – їхнє придбання.

$$O_x \Leftrightarrow R_{ed}$$

Головним окиснювачем є кисень ґрунтового повітря і кисень, розчинений у ґрунтовій волозі. Відновлювачем є органічна речовина, водень і сульфідна кислота. Деякі реакції окиснення, зокрема органічних речовин, є незворотними. Гуміфікація та мінералізація органічних залишків за достатнього доступу кисню повітря – процес окислювальний – незворотний.

Чимало окисно-відновних процесів має зворотний характер: хімічні елементи багато разів можуть переходити з окисного у відновний стан, і навпаки. Поширені процеси окиснення і відновлення феруму ($Fe^{3+} \Leftrightarrow Fe^{2+}$), мангану ($Mn^{4+} \Leftrightarrow Mn^{2+}$), сульфуру ($S^{2+} \Leftrightarrow S^{6+}$), нітрогену ($N^{5+} \Leftrightarrow N^{3+}$).

У зворотних окисно-відновних процесах один і той самий елемент, залежно від ступеня іонізації та умов середовища (кисневий O_2, безкисневий глейовий CH_4, сульфідний H_2S), є або окиснювачем, або відновником.

Стан окисно-відновних умов у ґрунті характеризується особливим показником – ***окисно-відновним потенціалом*** (ОВП). Окисно-відновним потенціалом ґрунту називають різницю потенціалів, яка виникає між ґрунтовим розчином і електродом з інертного металу (платина), який поміщають у ґрунт. Вимірюють ОВП потенціометром. Електродом повіряння слугує каломельний електрод. Виражають ОВП в мілівольтах, позначають його E_h.

Головними умовами, які визначають інтенсивність і спрямованість окисно-відновних процесів, є стан зволоження і аерації ґрунтів, вміст у них органічної речовини, температура, при якій відбуваються біохімічні реакції.

Погіршення аерації внаслідок підвищення вологості ґрунту, його ущільнення, утворення кірки та інших причин веде до пониження окисно-відновного потенціалу; найрізкіше він знижується у ґрунтах за вологості, близької до повної вологоємності, коли порушується нормальний газообмін ґрунтового повітря з атмосферним. Так, різке зниження окисно-відновного потенціалу в гумусових горизонтах дерново-підзолистих ґрунтів спостерігається за зволоження ґрунту понад 90% його повної вологоємності. У випадку підвищення вологості від 10 до 90% повної вологоємності зниження окисно-відновного потенціалу відбувається повільно і поступово.

Окисно-відновні процеси залежать від кислотно-основних умов (pH), зокрема, ці умови впливають на ступінь розчинності продуктів окиснення або відновлення, активність мікроелементів тощо. Тому для порівняння окисно-відновних умов у ґрунтах з різним значенням pH використовують показник $r\,H_2$. При значеннях $r\,H_2$ 27–30 умови окисні, в інтервалі 27–20 – відновні, < 20 – різковідновні.

Окисно-відновний потенціал ґрунтів дуже неоднорідний у межах ґрунтового профілю і динамічний у часі. Його зміни пов'язані зі зміною по профілю і по сезонах вологості ґрунту, його аерації і вмісту кисню в ґрунтовому повітрі і ґрунтовому розчині. Суттєво впливає на ОВП кількість органічної речовини, яка є сильним відновлювачем. Відновлювальна здатність наростає в такому порядку: рослинний опад – підстилка – гумусовий горизонт. Зовнішнім проявом відновної ситуації в ґрунтах є ознаки оглеєння – поява сизо-сірого з зеленкуватим відтінком забарвлення горизонтів з низьким значенням ОВП.

Сезонна зміна водно-повітряного температурного і мікробіологічного режимів визначає динаміку окисно-відновних процесів у ґрунтах, тобто їхній окисно-відновний режим. Під окисно-відновним режимом розуміють відношення окисно-відновних процесів у ґрунтовому профілі в річному циклі ґрунтотворення.

За окисно-відновним режимом ґрунти поділяють на такі групи:

– ґрунти з абсолютним пануванням окисної ситуації (автоморфні ґрунти степів, напівпустель і пустель);

– ґрунти з пануванням окисних умов при можливому прояві відновних процесів в окремі роки чи сезони (автоморфні ґрунти тайгово-лісової зони, вологих субтропіків і широколистяних лісів);
– ґрунти з контрастним окисно-відновним режимом (напівгідроморфні ґрунти різних зон; найбільш контрастною динамікою окисно-відновних процесів характеризуються ґрунти з тимчасовим надлишковим зволоженням; такі ґрунти поширені серед підзолистих, дерново-підзолистих, бурих лісових, солодей, солонців та деяких інших типів ґрунтів;
– ґрунти з пануванням відновних умов по всьому профілю з переважанням глейової і сірководневої ситуації (болотні і гідроморфні солончаки).

Окисно-відновні процеси контролюють фазові переходи у ґрунтах. Різні ґрунти мають свої особливості розвитку окисно-відновних процесів.

У підзолистих і дерново-підзолистих ґрунтах нормального зволоження ОВП становить 550–750 мВ, у чорноземах – 400–600 мВ, сіроземах – 350–450 мВ. Найнижчі ОВП в тривало затоплюваних ґрунтах рисових полів і болотних ґрунтах. При зниженні *Eh* до 200 мВ і нижче починається інтенсивний розвиток відновних процесів з типовими ознаками оглеєння.

Окисно-відновні процеси мають значний вплив на ґрунтотворний процес і родючість ґрунтів. З цими процесами тісно пов'язані перетворення рослинних залишків, темпи накопичення і склад утворених органічних речовин, а отже, і формування профілю ґрунту. З розвитком окисно-відновних процесів пов'язане також перетворення сполук нітрогену, сульфуру, фосфору, феруму, мангану в ґрунтах.

Оптимальні умови для нітрифікації при *Eh* 350–500 мВ. При різкому падінні потенціалу розвивається денітрифікація. Пониження окисно-відновного потенціалу до 200–250 мВ, а в грубогумусних підзолистих ґрунтах і до 350–400 мВ спричиняє утворення помітної кількості закисного феруму і рухомого Mn^{2+}.

Вивчення динаміки окисно-відновних процесів має практичне значення, оскільки є науковою основою регулювання ґрунтових процесів та управління ними з метою підвищення родючості ґрунтів.

Контрольні запитання і завдання

1. *Назвіть категорії і форми води у ґрунті.*
2. *Дайте характеристику форм води у ґрунті й умови їхньої доступності для живлення рослин.*
3. *Охарактеризуйте водно-фізичні властивості ґрунтів: водоутримуюча, водопропускна і водопідйомна здатність.*
4. *Дайте визначення поняття „потенціал ґрунтової вологи".*
5. *Як поділяють ґрунтову вологу щодо доступності рослинам?*
6. *Яке екологічне значення мають водно-фізичні властивості ґрунтів?*

7. *Чим обумовлено водний режим ґрунтів?*
8. *Назвіть показники водного балансу ґрунтів.*
9. *Що таке продуктивна волога і її оцінка?*
10. *Охарактеризуйте типи водного режиму ґрунтів.*
11. *Охарактеризуйте склад і концентрацію ґрунтових розчинів.*
12. *Яке екологічне значення мають окисно-відновні реакції?*
13. *Як поділяють ґрунти за окисно-відновним режимом?*
14. *Охарактеризуйте основні заходи регулювання водного режиму ґрунтів.*

Література

1. Воронин А. Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв / А. Д. Воронин. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1984. – 204 с.
2. Качинский Н. А. Физика почвы / Н. А. Качинский. – М., 1965. – Ч. 1. – 323 с.
3. Медведев В. В. Оптимизация агрофизических свойств черноземов / В. В. Медведев. – М. : Агропромиздат, 1988. – 160 с.
4. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв / [под ред. Е. В. Шеина]. – М. : Изд-во МГУ, 2001. – 200 с.
5. Растворова О. Г. Физика почв / О. Г. Растворова. Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1983. – 196 с.
6. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге. Т. 1. М., 1965. – 663 с.
7. Снакин В. В. Анализ водной фазы почвы / В. В. Снакин. – М. : Наука, 1989. – 118 с.
8. Судницын И. И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений / И. И. Судницын. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1979. – 253 с.
9. Судницын И. И. Экологическая гидрофизика почв / И. И. Судницын. – М. : Макс пресс, 2006. – Ч. 1. – 60 с.
10. Теория и методы физики почв / [под ред. Е. В. Шеина, Л. О. Карпачевского]. – М. : "Гриф и К", 2007. – 616 с.
11. Трофимов С. Я. Жидкая фаза почв / С. Я. Трофимов, Е. И. Караваева. – М. : Университетская книга, 2009. – 112 с.
12. Хенкс Р. Дж. Прикладная физика почв. Влажность и температура почвы / Р. Дж. Хенкс, Дж. Л. Ашкрофт. – Л. : Гидрометеоиздат, 1985. – 151 с.
13. Шеин Е. В. Курс физики почв / Е. В. Шеин. – М. : Изд-во МГУ, 2005. – 432 с.

Розділ 10

ҐРУНТОВЕ ПОВІТРЯ І ПОВІТРЯНИЙ РЕЖИМ ҐРУНТІВ

Важливою частиною ґрунту, яка перебуває в тісній взаємодії з твердою, рідкою і живою фазами ґрунту, є газова фаза.

Суміш газів і летких органічних сполук, які заповнюють шпари ґрунту, вільні від води, називають ***ґрунтовим повітрям***.

Головним джерелом газової фази є атмосферне повітря і гази, які утворюються власне у ґрунті. З атмосферним повітрям у ґрунт надходить кисень, який є необхідним для дихання кореневої системи рослин, аеробних мікроорганізмів, ґрунтової фауни. В процесі дихання кисень (O_2) витрачається, а виділяється вуглекислий газ (CO_2). Ґрунтове повітря забезпечує живі організми киснем тільки за умови постійного обміну з атмосферним повітрям.

При нестачі кисню і надлишку вуглекислого газу в ґрунтовому повітрі розвиток рослин пригнічується: уповільнюється ріст коріння, знижується вбирання води і поживних речовин. Відсутність кисню спричинює відмирання кореневої системи і загибель рослин. В умовах інтенсивного землеробства у багатьох ґрунтах при їхньому забезпеченні водою і поживними речовинами головним лімітуючим чинником урожайності сільськогосподарських культур є ґрунтове повітря.

10.1. Склад ґрунтового повітря

У складі атмосферного повітря розрізняють макро- і мікрокомпоненти. Атмосферне повітря містить 78,08% азоту, 20,95% кисню, 0,93% аргону і 0,03% вуглекислого газу. Мікрокомпоненти не перевищують 0,1%. Серед мікрокомпонентів атмосферного повітря є різні гази: метан, оксид карбону, сполуки сульфуру, нітрогену, пари летких органічних сполук. Атмосферне повітря, незважаючи на господарську діяльність людини, має відносно постійний склад. Склад ґрунтово-

го повітря дуже динамічний. Зміни вмісту макрокомпонентів доволі високі: O_2 – від 20,9 до 0,05%, CO_2 – від 0,03% до 20%. Такі значні коливання їхньої кількості пов'язані з біологічними процесами і меншою мірою з хімічними процесами.

Динамічність вмісту CO_2 і його виділення в атмосферу має певні часові та просторові закономірності. Часові – сезонні і добові – закономірності визначаються біологічною активністю, що пов'язано з температурою та вологістю ґрунту.

Визначальними чинниками просторового розподілу CO_2 у профілі ґрунту є активність мікробіоти і газообмін з атмосферним повітрям та опускання вуглекислого газу вниз по профілю. На основі цих процесів формується підвищена концентрація CO_2 на глибині 30 см – газообмін тут знижується порівняно з верхніми шарами, і водночас з власним продукуванням CO_2 сюди опускається і CO_2 з верхнього шару. В річному циклі і для значних глибин ці процеси (зокрема, процес фізичного опускання в нижні глибокі шари) відбуваються інтенсивно.

За літні місяці на глибинах 100–250 см створюється чітко виражений максимум вмісту CO_2 , який перевищує вміст його у верхніх шарах у 3–5 разів. Виявляється, ґрунт може бути не тільки джерелом CO_2 в атмосфері, але й помітним буфером і акумулятором його, адже вниз у ґрунтово-підґрунтові шари опускаються великі кількості CO_2.

Нерідко CO_2 надходить у ґрунтове повітря з ґрунтових вод, а також у результаті його десорбції з твердої та рідкої фаз ґрунту. Деяка кількість CO_2 може утворюватися при перетворенні бікарбонатів у карбонати у процесі випаровування ґрунтових розчинів і впливу кислот на карбонатні ґрунти і карбонатні новоутворення, а також хімічного окиснення органічних речовин.

Висока концентрація CO_2 (понад 2–3%) в ґрунтовому повітрі пригнічуюче впливає на розвиток рослин.

Виділення CO_2 з ґрунту в приземний шар атмосфери називають диханням ґрунту. Вуглекислий газ, що надходить із ґрунту, використовують рослини під час фотосинтезу. Інтенсивність дихання ґрунту залежить від його властивостей, гідротермічних умов, характеру рослинності, агротехнічних заходів. Виділення вуглекислого газу ґрунтом посилюється в результаті окультурення, що зумовлено активізацією біологічних процесів і покращенням умов аерації. Різні ґрунти виділяють різну кількість CO_2. Так, торфово-глеєві ґрунти тундри виділяють його 0,3 т/га в рік, підзолисті ґрунти хвойних лісів – від 3,5 до 30 т/га, бурі лісові й сірі лісові ґрунти – від 20 до 60 т/га, степові чорноземи – 40–70 т/га в рік.

Кисень надходить у ґрунт з атмосфери дифузійно, з опадами і поливною водою, з повітроносними тканинами рослин. Пряма дія кисню на рослини проявляється в процесах дихання. За відсутності вільного кисню у ґрунті розвиток рослин припиняється. Оптимальні умови для них створюються за вмісту O_2 в ґрунтовому повітрі близько 20%. За недостачі O_2 у ґрунті розвиваються анаеробні процеси з утворенням токсичних для рослин сполук, знижується вміст

доступних для рослин елементів живлення, погіршуються фізичні властивості, що знижує родючість ґрунтів. В умовах доброго забезпечення киснем у ґрунті розвиваються аеробні процеси, що в поєднанні з іншими чинниками створює кращі умови для розвитку рослин та їхньої продуктивності.

Азот ґрунтового повітря мало відрізняється від атмосферного. Деякі зміни у вмісті азоту відбуваються в результаті зв'язування його бульбочковими бактеріями, проявами денітрифікації. У ґрунтовому повітрі є й інший характерний продукт денітрифікації – оксид нітрогену (I) (N_2O).

У ґрунтовому повітрі в невеликих кількостях постійно наявні леткі органічні сполуки різної природи (етилен, метан тощо). З погіршенням аерації ґрунтів етилен накопичується у ґрунтовому повітрі в концентраціях, які перевищують рівень токсичності для кореневої системи рослин (0,001%). У ґрунтовому повітрі заболочених і болотних ґрунтів можуть міститись у помітних кількостях аміак, водень, метан.

Повітря може бути в ґрунті в таких станах: ***вільному, защемленому, адсорбованому, розчиненому.***

Вільне ґрунтове повітря є у некапілярних і капілярних порах ґрунту, воно здатне вільно рухатися у ґрунті та обмінюватися з атмосферним. Найбільше значення в аерації ґрунтів має повітря некапілярних пор, практично завжди вільних від води.

Защемлене повітря – частина вільного повітря, яке при зволоженні ізолюється корками води і втрачає суцільність. Його значення в аерації ґрунтів невелике. Величина защемленого повітря становить у середньому 6–8% від об'єму ґрунту. Визначається його кількість за різницею між загальною шпаруватістю і повною вологоємністю, виражених у об'ємних відсотках.

Адсорбоване ґрунтове повітря – це гази, сорбовані поверхнею твердої фази ґрунту. Адсорбція газів сильніше проявляється у ґрунтах важкого гранулометричного складу, багатих органічною речовиною. Гази адсорбуються залежно від будови їхніх молекул у такій послідовності: $N_2 < O_2 < CO_2 < NH_3$.

Найбільше адсорбованого повітря міститься в сухих ґрунтах, оскільки тверді частинки ґрунту активніше вбирають пари води, ніж гази. За вологості ґрунтів, вищій від максимальної гігроскопічності, вода витісняє увібрані гази, що відображається на зміні складу вільного ґрунтового повітря.

Розчинене ґрунтове повітря – це гази, розчинені в ґрунтовій воді. Розчинність газів у ґрунтовій воді зростає з підвищенням їхньої концентрації у вільному ґрунтовому повітрі, а також з пониженням температури ґрунту. Добре розчиняються у воді аміак, сірководень, вуглекислий газ. Розчинність кисню порівняно невелика.

Розчинені гази проявляють велику активність. З насиченням ґрунтового розчину CO_2 підвищується розчинність карбонатів, гіпсу та інших мінеральних

сполук. Розчинений кисень зумовлює окисні властивості ґрунтового розчину. Залежно від температури ґрунту й активності в ньому біохімічних процесів вміст кисню у ґрунтових розчинах змінюється від 0 до 14 мг/л. Висока насиченість киснем (6–14 мг/л) ґрунтового розчину спостерігається ранньою весною, коли ґрунти перезволожені водою, багатою киснем, а витрати його в ґрунті ще невеликі внаслідок низької біологічної активності.

Необхідність у кисні кореневої системи рослин задовольняється передусім вільним ґрунтовим повітрям, забезпечуючи постійну аерацію між ґрунтом і атмосферою.

10.2. Газообмін ґрунтового повітря

Газообмін ґрунту – це обмін газами між ґрунтовим і атмосферним повітрям. Повітрообмін залежить від атмосферних умов (добова і сезонна динаміка температури повітря, атмосферного тиску, кількості опадів, турбулентності атмосферного повітря, інтенсивність випаровування і транспірації), фізичного стану ґрунтів (гранулометричний склад, щільність будови, шпаруватість, режим вологості й температури), фізичних властивостей газів (швидкість дифузії, градієнт концентрації газів, гравітаційне перенесення газів, здатність до сорбції-десорбції, розчинення в ґрунтових розчинах), фізико-хімічних властивостей ґрунту (обмінні реакції, окисно-відновні реакції).

Перенесення газів у ґрунті, а також газообмін між повітрям ґрунту і атмосферою відбувається дифузійно.

Дифузія (від лат. *diffusio* – поширення, розтікання) – це переміщення газів відповідно до парціального тиску або зміни градієнта концентрації. Іншими чинниками, що спричиняють переміщення газів, є зміна градієнтів температури (конвективна дифузія) і гравітаційне перенесення.

Кількість газу, яка дифундувала з місць вищого парціального тиску в напрямі нижчого, визначають за таким рівнянням:

$$Q_s = D_s \frac{d_c}{d_z},$$

де Q_s – коефіцієнт дифузії газу в ґрунті, см^2·с; c – концентрація газу в ґрунтовому повітрі, мг/см^3; z – глибина шару, см.

Чисельно коефіцієнт дифузії дорівнює кількості речовини, яка дифундує через площу 1 см^2 за 1 с при градієнті концентрації, рівному одиниці.

Різниця парціального тиску кисню і вуглекислого газу в атмосферному та ґрунтовому повітрі є головною причиною газообміну. З ґрунту в атмосферу дифундує вуглекислий газ, а із атмосфери в ґрунт – кисень. Виявлено, що на швидкість процесу впливає градієнт концентрації, шпаруватість і вологість ґрунтів.

У ґрунті спостерігаються багаторазові переходи речовин з однієї фази в іншу, що зумовлено зміною температури, вологості, ритмом біологічних і біохімічних процесів. Кожне зниження чи підвищення температури спричиняє перехід частини газів із ґрунтового повітря в розчин, і навпаки. Зміна концентрації CO_2 у ґрунтовому повітрі та розчинності $CaCO_3$ спричиняє, як засвідчили дослідження Г. Ю. Платонової, сезонну міграцію $CaCO_3$ у профілі міцелярно-карбонатних чорноземів.

10.3. Повітряно-фізичні властивості ґрунтів

Стан газообміну визначають повітряно-фізичні властивості ґрунтів – повітроємність і повітропроникність.

Повітроємність – це вміст повітря у ґрунті за певного рівня вологості ґрунту. Кількість повітря у ґрунті залежить від вологості і шпаруватості ґрунту. Чим вища шпаруватість і менша вологість, тим більше повітря буде в ґрунті. Максимальний вміст повітря є у повітряно-сухому ґрунті в непорушеному стані.

Величина повітроємності виражається у відсотках від об'єму ґрунту. Вона є дуже динамічною, оскільки дуже залежить від вмісту води в ґрунті. Особливе значення має повітроємність ґрунту, що відповідає найменшій вологоємності і є аналогом некапілярної шпаруватості. Коли об'єм шпар, зайнятих повітрям при найменшій вологоємності, не перевищує 15%, то аерація ґрунту недостатня, щоб забезпечити сприятливий склад ґрунтового повітря. Оптимальні умови для газообміну створюються за вмісту повітря у мінеральних ґрунтах 20–25%, а у торф'яних – 30–40%.

Для вивчення газообміну між ґрунтом і приґрунтовими шарами повітря в польових умовах над ґрунтом ставлять невеликі скляні коробки або балони, краї яких врізають у ґрунт. Через певні проміжки часу з коробок (балонів) відбирають проби для аналізів ґрунтового повітря.

Повітропроникність – здатність ґрунту пропускати через себе повітря. Її вимірюють кількістю повітря в мілілітрах, яке пройшло під певним тиском за одиницю часу через площу перерізу ґрунту 1 $см^2$ з товщиною шару 1 см. Чим вища повітропроникність у ґрунтів, тим кращий газообмін і тим більше в ґрунтовому повітрі O_2 і менше CO_2.

Повітропроникність залежить від гранулометричного складу ґрунту, щільності його будови, вологості, структурного стану. Повітря у ґрунті рухається шпарами, які не заповнені водою і не ізольовані між собою. Чим більші шпари аерації, тим краща повітропроникність. У структурних ґрунтах, де поруч з капілярними шпарами є достатня кількість великих некапілярних шпар, створюються найсприятливіші умови для проникнення повітря.

10.4. Повітряний режим ґрунтів і його регулювання

Сукупність усіх явищ надходження повітря у ґрунт, його переміщення по профілю, зміна складу і фізичного стану, а також газообмін ґрунтового повітря з атмосферним формують ***повітряний режим ґрунтів***.

Повітряний режим ґрунтів підпорядковується добовій, сезонній, річній і багаторічній динаміці та перебуває в тісному зв'язку з властивостями ґрунтів, погодними умовами, рослинним покривом, агротехнікою вирощування сільськогосподарських культур.

Найсприятливіше повітряний режим складається у структурних ґрунтах, які мають пухке складення, здатні пропускати і перерозподіляти воду та повітря. Покращення повітряного режиму потребує чимало ґрунтів. Насамперед, це ґрунти з постійним чи тимчасовим перезволоженням. Усі способи обробітку ґрунту, що покращують його складення, збільшують загальний об'єм шпар і шпар аерації, посилюють інтенсивність газообміну, зменшують концентрацію CO_2, збільшують вміст O_2 у ґрунті, мають велике значення для регулювання повітряного режиму ґрунту.

Характерним показником повітряного режиму є ***інтенсивність дихання ґрунтів***. Величина дихання ґрунту коливається в широких межах (0,5–10 кг/га на 1 м^2) залежно від властивостей ґрунтів, гідротермічних умов, характеру рослинності. Для рослин важливе значення має тривалість періоду з несприятливою аерацією, тому необхідно знати динаміку складу ґрунтового повітря. Добова динаміка CO_2 та O_2 поширюється до глибини 30–50 см відповідно до змін температури. Поновлення складу ґрунтового повітря можливе на 10–15%.

Протягом вегетаційного періоду склад ґрунтового повітря дуже змінюється залежно від погодних умов. У річному циклі динаміки O_2 і CO_2 у ґрунтовому повітрі максимальний вміст O_2 і мінімальний CO_2 припадає на літній період, а восени і взимку ґрунтово-підґрунтова товща звільняється від раніше накопиченого вуглекислого газу.

Повітряний режим ґрунтів оптимізується у процесі їхнього окультурення. Створення глибокого орного шару, розпушення підорного, помірне зрошення, ліквідація ґрунтової кірки – важливі заходи регулювання повітряного режиму на ґрунтах важкого гранулометричного складу.

Вивчення повітряного режиму ґрунтів має важливе екологічне значення у зв'язку з рівновагою газів в атмосфері та парниковим ефектом. Дослідження засвідчили, що виділяти вуглекислий газ, метан та інші так звані парникові гази будуть переважно не заводи і фабрики, а насамперед гігроморфні ґрунти й болота. Серед джерел надходження карбону в атмосферу ґрунтове дихання в 7–10 разів переважає індустріальні виділення. Щодо метану, то за річними балансовими розрахунками із 500–600 млн т щорічної емісії метану в атмосферу до половини

може припадати на частку гігроморфних наземних утворень – боліт, рисових полів, заплавних ґрунтів. Цікаво, що в болотах цей газ або одразу ж виділяється в атмосферу, або певний час перебуває у вигляді бульбашок всередині торфової товщі. Варто різко прогріти цю товщу чи нерозумно осушити – і значні кількості накопичень цих бульбашкових газів виділяться в атмосферу. Отож прогріті величезні верхові болота Західного Сибіру і болота Полісся України та Білорусі слугуватимуть основним світовим постачальником і зберігачем парникових газів. Для якісної оцінки внеску тих чи інших природних утворень у дихання ґрунту і роботу „легень планети" не обов'язково здійснювати довготривалі експерименти, а необхідно знати та вміти використовувати ґрунтові, екологічні та біологічні закони.

Контрольні запитання і завдання

1. *Що називають ґрунтовим повітрям?*
2. *Який склад ґрунтового повітря?*
3. *Охарактеризуйте стани ґрунтового повітря.*
4. *Дайте визначення поняття „газообмін ґрунту".*
5. *Що таке дифузія газів і чим вона обумовлена?*
6. *Які повітряно-фізичні властивості Ви знаєте? Охарактеризуйте їх.*
7. *Чим обумовлена інтенсивність дихання ґрунтів?*
8. *Які Ви знаєте методи визначення повітряно-фізичних властивостей ґрунтів?*
9. *Охарактеризуйте заходи регулювання повітряно-фізичних властивостей ґрунтів.*
10. *Охарактеризуйте поведінку CO_2 в геологічній історії Землі і в сучасних умовах.*

Література

1. Воронин А. Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв / А. Д. Воронин. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1984. – 204 с.
2. Дыхание почвы. – Пущино, 1993.
3. Качинский Н. А. Физика почвы / Н. А. Качинский. – М., 1965. – Ч. 1. – 323 с.
4. Кудеяров В. Н. Оценка дыхания почв России / В. Н. Кудеяров, Ф. И. Хакимов, Н. Ф. Деева и др. // Почвоведение. – М., 1995. – № 1.
5. Макаров Б. Н. Газовый режим почв / Б. Н. Макаров. – М. : Агропромиздат, 1988. – 105 с.
6. Медведев В. В. Оптимизация агрофизических свойств черноземов / В. В. Медведев. – М. : Агропромиздат, 1988. – 160 с.

7. Николаева И. Н. Воздушный режим дерново-подзолистых почв / И. Н. Николаева. – М.: Колос, 1970.
8. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв / [под ред. Е. В. Шеина]. – М. : Изд-во МГУ, 2001. – 200 с.
9. Растворова О. Г. Физика почв / О. Г. Растворова. – Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1983. – 196 с.
10. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге / А. А. Роде . – Т. 1. М., 1965. – 663 с.
11. Смагин А. В. Газовая фаза почв / А. В. Смагин. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1999. – 200 с.
12. Смагин А. В. Экологическая оценка биофизического состояния почв / А. В. Смагин, Н. Б. Садовникова, Д. Д. Хайданова, Е. М. Шевченко. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1999.
13. Теория и методы физики почв / [под ред. Е. В. Шеина, Л. О. Карпачевского]. – М. : Гриф и К, 2007. – 616 с.
14. Шеин Е. В. Агрофизика / Е. В. Шеин, В. М. Гончаров. – Ростов-на-Дону : Феникс, 2006. – 398 с.
15. Шеин Е. В. Курс физики почв / Е. В. Шеин. – М. : Изд-во МГУ, 2005. – 432 с.

Розділ 11

ФІЗИЧНІ ТА ФІЗИКО-МЕХАНІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

Ґрунт – полідисперсна система, що складається з різних за розміром елементарних частинок, мінеральних чи органічних, мікроагрегатів, великих структурних одиниць і їхніх груп. Значна частина ґрунту (близько 50% об'єму) зайнята твердою фазою. Інша частина складена водою, повітрям, живою речовиною. Про щільність упакування землистого матеріалу в одиниці об'єму ґрунту, про співвідношення пустот і твердої фази можна робити висновки за такими *фізичними показниками ґрунтів: щільність твердої фази ґрунту, щільність будови ґрунту, шпаруватість (пористість).*

11.1. Загальні фізичні властивості ґрунтів

Щільність твердої фази ґрунту *– це відношення маси його твердої фази до маси води в тому ж об'ємі при температурі* +4°С. Із цього визначення випливає, що щільність твердої фази ґрунтів залежить передусім від їхнього хімічного і мінералогічного складу. Щільність твердої фази ґрунтів є в межах 2,4–2,8 г/см^3. Для органічних речовин (сухий опад рослин, торф, гумус) щільність твердої фази перебуває в межах від 0,2–0,5 до 1,0–1,4 г/см^3, для мінеральних сполук – від 2,1–2,5 до 4,0–5,2 г/см^3, а для торфових горизонтів – від 1,4 до 1,8 г/см^3.

Щільність твердої фази визначають пікнометрично. Знаючи щільність твердої фази ґрунтів, можна визначити деякі інші їхні фізичні властивості, зокрема шпаруватість, або пористість.

Щільність будови ґрунту *– це вага 1 см^3 сухого ґрунту, взятого без порушення природного складення.* Щільність будови ґрунту залежить від мінералогічного і гранулометричного складу, структури ґрунту, вмісту органічних речовин.

Значний вплив на щільність будови має обробіток ґрунту і застосування техніки для його поверхневого розпушення. Найпухкішим ґрунт стає зразу після поверхневого обробітку, а потім поступово ущільнюється і через деякий час щільність будови ґрунту набуває рівноважного стану і мало змінюється до наступного обробітку. Верхні горизонти ґрунтів, що містять значну кількість органічної речовини, краще оструктурені, піддаються розпушуванню під час обробітку, мають низьку щільність будови. Найменш щільні (0,15–0,40 г/см^3) торфові горизонти, найбільшою щільністю (1,8–1,9 г/см^3) характеризуються ілювіальні та змиті горизонти.

Щільність будови значно впливає на вбирання вологи, газообмін у ґрунті, розвиток кореневої системи рослин, інтенсивність мікробіологічних процесів. Оптимальна щільність будови для багатьох культурних рослин – 1,0–1,2 г/см^3. Оцінку щільності будови ґрунтів подано в таблиці 11.1.

Таблиця 11.1

Оцінка щільності будови ґрунтів (за Н. А. Качинським)

Щільність будови, г/см^3	Оцінка	Щільність будови, г/см^3	Оцінка
< 1	Ґрунт пухкий або багатий органічними речовинами	1,3–1,4	Рілля сильно ущільнена
1,0–1,1	Свіжозораний ґрунт	1,4–1,6	Типові значення для підорних горизонтів
1,2–1,3	Рілля ущільнена	1,6–1,8	Сильно ущільнені ілювіальні горизонти

Щільність будови – одна з основних властивостей ґрунтів, оскільки без величини щільності будови неможливі жодні розрахунки і кількісна оцінка ґрунтів. Отож значення щільності будови генетичних горизонтів обов'язково супроводжують повну характеристику ґрунтового профілю.

Шпаруватість (пористість) ґрунтів *– це сумарний об'єм усіх шпар між частинками твердої фази ґрунту, виражений у відсотках від загального об'єму ґрунту.* Розраховують шпаруватість ґрунту за показниками щільності будови (*dv*) і щільності твердої фази (*d*) за формулою:

$$P = 100(1 - \frac{dv}{d}) \cdot 100\,\%.$$

Увесь об'єм ґрунту прийнято за одиницю.

Шпаруватість ґрунтів залежить від їхнього гранулометричного складу, складення, структури. Ґрунти важкого гранулометричного складу мають більшу

шпаруватість, ніж піщані. Чим структурніший ґрунт і пухкіше його складення, тим вища шпаруватість, і навпаки. Величина загальної шпаруватості для більшості пухких порід і нижніх горизонтів ґрунтів становить 40–50% від загального об'єму ґрунту. У верхніх пухких, збагачених органічною речовиною горизонтах вона збільшується до 60–70%, а в торфах – до 90%.

Загальну шпаруватість поділяють на *капілярну і некапілярну*. У вузьких капілярах або в шпарах між ґрунтовими частинками може утримуватись капілярно-підвішена вода. В ґрунтах близько 80% від усього об'єму шпар становлять шпари капілярних розмірів. Некапілярну шпаруватість складають великі порожнини і тріщини в ґрунті, ходи землерийних тварин, порожнини після зотлілих великих коренів, які легко пропускають воду і повітря.

Для створення стійкого запасу вологи в ґрунті і водночас для доброго повітрообміну необхідно, щоб капілярна шпаруватість становила 55–65% загальної шпаруватості. За нижчої капілярної шпаруватості (до 50%) погіршується повітрообмін, що може спричинити розвиток анаеробних процесів у ґрунтах. В агрономічному відношенні важливо, щоб ґрунти мали невелику капілярну шпаруватість, заповнену водою, і водночас шпаруватість аерації не меншу, ніж 15% об'єму в мінеральних і 30–40% у торфових ґрунтах. Оцінку загальної шпаруватості подано в таблиці 11.2.

Таблиця 11.2

Оцінка шпаруватості ґрунтів (за Н. А. Качинським)

Загальна шпаруватість, %	Якісна оцінка шпаруватості
> 70	Ґрунт розпушений – надлишково шпаруватий
65–55	Культурний орний горизонт – відмінна
55–50	Задовільна для орного шару
< 50	Незадовільна для орного шару
40–25	Характерна для ущільнених ілювіальних горизонтів – надмірно низька

У ґрунті частина шпар завжди зайнята повітрям. *Частину шпар ґрунту, зайняту повітрям, називають* ***шпаруватістю аерації***. Вона сильно залежить від вологості ґрунту. Шпаруватість аерації обчислюють як різницю між загальною шпаруватістю та об'ємною вологістю ґрунту, виражають у відсотках.

11.2. Екологічне значення фізичних властивостей ґрунтів

Фізичні властивості значною мірою визначають родючість та екологічний стан ґрунтів. Щільність будови відображає істинний стан ґрунту, його екологічні можливості як середовища проживання тварин і рослин. Відомо, що щільність будови, вища від 1,4 г/см^3, є граничною для нормального розвитку більшості рос-

лин. Це пов'язано з тим, що кореням рослин важко проникнути в такий щільний ґрунт. Визначено екологічно сприятливі для рослин амплітуди щільності будови ґрунтів різного гранулометричного складу: для глинистих і суглинкових ґрунтів – 1,0–1,30; легкосуглинкових – 1,10–1,40; супіщаних – 1,20–1,45; піщаних – 1,25–1,60. Піски мають високу щільність будови. Тому вони як субстрат для поселення придатні не для всіх рослин. Їх освоюють переважно псамофіти – рослини, що витримують засипання, видування, можуть освоїти піщану товщу, незважаючи на її високу щільність будови, а отже, невелику шпаруватість.

Щільність будови ґрунту багато в чому визначає життя живих організмів. Так, ущільнені глинисті ґрунти (старі дороги, де щільність будови > 2,0 г/см^3) протягом 30 років після припинення користування ними ще не заростають.

Для розуміння ґрунтотворних процесів, таких як переміщення води в ґрунті, проникнення коріння, необхідно враховувати розміри ґрунтових шпар і їхню конфігурацію. Кореневі волоски можуть проникати лише у шпари з діаметром понад 0,01 мм, дрібні корінці – у шпари понад 0,1 мм, найпростіші і водорості живуть у шпарах з діаметром більшим від 0,02 мм, бактерії – понад 0,001 мм.

Щільність будови і загальна шпаруватість впливають на врожайність. Надмірна розпушеність чи надмірна ущільненість ґрунту знижують урожай рослин, порушуючи насамперед водно-повітряний режим, що впливає і на погіршення режиму живлення рослин.

Щільність будови не тільки впливає на продуктивність ґрунтів, вона визначає функціонування ґрунтової біоти загалом і прояв особливих екологічних властивостей ґрунтів.

Дослідження фотосинтезу, процесу дихання рослин на ґрунтах різного ступеня ущільнення засвідчило, що збільшення щільності будови від 1,2 до 1,6 г/см^3 спричинює збільшення виділення CO_2 від 18 до 29%. А це, зрештою, формує зростання витрат у вигляді вуглекислого газу, що вже є областю глобальних екологічних функцій ґрунтів – виділення газів, відповідальних за „парниковий ефект". Вивчення багатосторонніх наслідків змін фізичних властивостей ґрунтів будуть основою передбачення і управління цими наслідками, зокрема і виділення/споживання CO_2, глобальні екологічні ефекти.

11.3. Ґенеза, властивості та значення структури ґрунту

Структура ґрунту займає особливе місце серед його фізичних властивостей. Зі структурою ґрунтів пов'язані водний, повітряний, тепловий, сольовий режими ґрунтів. Фізичні способи підвищення родючості ґрунтів реалізуються передусім через вплив на складення і структуру ґрунтів.

Структурою ґрунту називають сукупність агрегатів різної величини, форми і якісного складу. Здатність ґрунту розпадатися на агрегати називають

структурністю ґрунту. Найціннішими структурними агрегатами ґрунтів є грудкувато-зернисті, стійкі у воді агрегати, що складаються з комплексу первинних механічних елементарних частинок. Окремості діаметром 1–5–10 мм є найціннішими структурними агрегатами.

Ступінь вираженості структури, склад і будова структурних окремостей, їхня міцність можуть бути дуже різними. Одні ґрунти можуть бути безструктурними, інші – слабоструктуреними, ще інші – з добре вираженою структурою.

В утворенні структури бере участь низка чинників, серед яких найважливішими є: дія кореневих систем рослин, клеюча властивість ґрунтових колоїдів, дія дощових черв'яків і комах, які населяють ґрунт. Особливе значення в утворенні структури має зміна об'ємів ґрунтової маси при періодичному зволоженні та висушуванні, замерзанні та розмерзанні.

Коренева система рослин, зосереджена у верхніх горизонтах ґрунту, зумовлює формування зернистої або грудкувато-зернистої структури. Значення коріння в утворенні структури ґрунтів не обмежується їхньою механічною дією. Воно впливає також на колоїдальні розчини гумусових речовин, що мають клеючу здатність, завдяки якій утворюються незворотні або труднозворотні гелі, що надають водостійкості структурі ґрунту. Тому зернисту водостійку структуру мають гумусові горизонти чорноземів і лучних ґрунтів.

Суттєву роль у формуванні водостійкої структури відіграє склад вбирних основ. У випадку насичення ґрунтово-вбирного комплексу дво- і тривалентними катіонами утворюється водостійка зерниста структура, а у випадку насичення одновалентними катіонами (зокрема, натрієм) структура та її водостійкість погіршуються.

Важливу роль в утворенні структури та її водостійкості відіграють тварини, які населяють ґрунт. Серед них насамперед варто назвати дощових черв'яків, які, пропускаючи через кишковий тракт ґрунт, збагачують його вуглекислим кальцієм і викидають у вигляді дрібних грудочок – копролітів. У створенні дрібногрудкуватої і порохуватої структури беруть участь мурахи і терміти.

Перемінні зволоження-висушування і вертикальне розтріскування спричиняють формування призматичних, стовпчастих і брилуватих окремостей. Вертикальне і горизонтальне розтріскування ґрунтів у випадку їхнього періодичного промерзання та розмерзання розриває зв'язки між частинками і мікроагрегатами, виникають тріщини, ґрунт розчленовується на структурні окремості, тобто ґрунт розпушується, але водостійкість втрачається. Велике значення для формування структури ґрунту має його обробіток сільськогосподарськими знаряддями. Поряд з утворенням структурних окремостей відбувається їхнє руйнування. Сприятливо на структуротворення впливає обробіток ґрунту в стані його фізичної стиглості. І навпаки: якщо обробляти ґрунт в пересохлому стані, він сильно розпилюється; а якщо обробляти в перезволоженому стані – утворюється брилу-

вата поверхня. Необхідно зазначити, що самим механічним обробітком не можна створити водотривку структуру ґрунту.

З агрономічної точки зору структурним називають ґрунт, в якому переважають агрономічно цінні агрегати розміром від 0,25 до 7(10) мм. Усі інші ґрунти (як пилуваті, так і брилуваті чи масивні) вважають безструктурними. Відношення вмісту агрономічно цінних агрегатів до вмісту решти агрегатів називають ***коефіцієнтом структурності***.

Оцінку структури щодо її водостійкості визначають за кількістю агрегатів, які отримують в результаті „мокрого" просіювання, зокрема за кількістю агрегатів >0,25 мм. Чим більше великих агрегатів (>0,25 мм), отриманих у результаті просіювання у воді, тим краща водостійкість структури. Класифікаційними діапазонами для якісної характеристики водостійкості структури за сумою агрегатів розміром >0,25 мм є: <30% – незадовільна водостійкість; 30–40% – задовільна; 40–75% – добра; > 75% – надмірно висока.

Структура – один з головних чинників, які визначають урожайність. Структура ґрунту безпосередньо на урожай не впливає, проте впливає функціонально, тобто через водний, повітряний, тепловий режими та режим живлення. Добра структура – це сприятливі фізичні режими, які і формують у кінцевому підсумку урожай рослин.

Агрегатний стан ґрунтів відіграє важливу роль у житті рослин і тварин. Ґрунти в природному стані зазвичай агреговані. Дослідження засвідчують, що наявність гумусу, структура, новоутворення та агрегати слугують важливими показниками, які відрізняють ґрунт від ґрунтотворної породи. Структура є важливим діагностичним показником ґрунтів. Розорювання ґрунтів руйнує природну структуру і формує властиву багатьом орним ґрунтам грудкувато-брилувату структуру.

Природні структурні окремості дають змогу кореневій системі рослин швидко освоювати верхній шар ґрунту, створюючи міжагрегатні шпари, якими розвивається коріння і рухаються тварини, що населяють ґрунт. Агрегований ґрунт сприяє кращому проростанню насіння, проте дещо погіршується живлення рослин через слабкий контакт кореневої системи з ґрунтом. Структурний стан ґрунтів, характер агрегатів свідчать про спосіб використання ґрунтів, у тому числі й у минулому.

11.4. Фізико-механічні властивості ґрунтів

Фізико-механічні властивості ґрунтів проявляються при взаємодії із зовнішніми навантаженнями. Залежно від взаємодії ґрунто-підґрунтя з навантаженнями вирізняють три типи фізико-механічних властивостей ґрунтів: деформаційні, тривкі та реологічні.

Деформаційні властивості характеризують поведінку ґрунтів при навантаженнях – стискування, просідання, ущільнення.

Тривкі властивості характеризують поведінку ґрунтів при навантаженнях, які спричиняють їхнє руйнування – зміщення, розривання.

Реологічні властивості характеризують поведінку ґрунтів під тиском у часі – зв'язність, пластичність, тиксотропність.

Фізико-механічні властивості ґрунтів залежать від гранулометричного і мінералогічного складу, ємності катіонного обміну. Залежність фізико-механічних властивостей ґрунтів від гранулометричного складу виникає через те, що кожен ґрунт є багатофазовою дисперсною системою, а загальна енергія будь-якої дисперсної системи складається з внутрішньої енергії і поверхневої. Поверхнева енергія зумовлює пластичність, липкість, набухання і просідання ґрунтів. Оскільки мінерали володіють різною формою, твердістю, пружністю, то і фізико-механічні властивості ґрунтів, у яких містяться різні мінерали, будуть неоднаковими. Зі зміною складу вбирних основ властивості ґрунтів різко змінюються. Так, дво- і тривалентні катіони та іони водню будуть сприяти утворенню ущільнених агрегатів з високостійкими зв'язками між ними, а іони натрію спричинятимуть деагрегацію частинок. Стійкість зв'язків між частинками залежить не від виду і кількості вбирних катіонів, а від складу вбирних катіонів при певному мінералогічному складі ґрунтів.

Механічні властивості ґрунтів визначає їхній склад і значною мірою співвідношення твердої та рідкої фаз.

Пластичність ґрунтів *– це здатність ґрунту під дією зовнішніх умов змінювати форму без розриву суцільності і зберігати надану йому форму після припинення дії зовнішньої сили.*

Пластичність виявляється у певному діапазоні вологи, коли ґрунт втрачає властиву йому стійкість у сухому стані і водночас не досягає ще стану текучості.

Одним з найважливіших чинників, що впливають на пластичність ґрунтів, є гранулометричний склад. Виявлено, що пластичні властивості починають проявлятися у частинок з діаметром до 5 мм. Частинки розміром 1–2 мм мають незначну пластичність. У частинок з діаметром до 0,2 мм вона досягає найбільшої величини. Найсильніше пластичність збільшується за наявності органічних колоїдів. Піщані ґрунти, які не містять колоїдних речовин, не проявляють властивості пластичності.

За різної вологості глинисті ґрунти змінюють свою консистенцію. Межами текучості, за А. А. Атербергом, є: межа текучості, яка відділяє рідкий стан від пластичного стану; і межа пластичності, яка розділяє пластичний і напіврідкий стани.

Вимірюється пластичність *числом пластичності* – різницею між показниками вологості верхньої і нижньої межі пластичності. Найвище число пластичності

– понад 17 – мають глинисті ґрунти, у суглинкових воно становить 7–17, у супісків – менше 7. Число пластичності пісків близьке до 0. Пластичність враховують для розрахунку міцності ріжучої частини сільськогосподарських знарядь і норм пального.

Липкість *– це властивість вологого ґрунту прилипати до інших тіл.* Липкість негативно впливає на технологічні властивості ґрунтів, оскільки прилипання ґрунту до знарядь і ходових частин машин, що обробляють ґрунт, збільшує тягловий опір і погіршує якість обробітку.

Липкість ґрунту залежить від гранулометричного складу, вмісту гумусу і складу обмінних основ. Найбільша липкість у глинистих, найменша – у піщаних ґрунтів. Проявляється липкість за деякої надлишкової вологи, збільшуючись разом з нею, а потім починає зменшуватися. За липкістю ґрунти поділяють на: *граничнов'язкі* (> 15 г/см^3), *сильнов'язкі* (5–15 г/см^3), *середньов'язкі* (2–5 г/см^3), *слабов'язкі* (> 2 г/см^3).

З липкістю пов'язана фізична стиглість ґрунтів, тобто така вологість ґрунту, за якої ґрунт добре розпадається на грудочки, не прилипаючи до знарядь обробітку. Фізична стиглість залежить від гранулометричного складу, вмісту гумусу і складу вбирних основ. Піщані й супіщані ґрунти поспівають для обробітку навесні раніше від інших. Розрізняють ще біологічну стиглість ґрунту – такий стан температурного режиму, за якого активно починають розвиватися біологічні процеси, що є надзвичайно важливим для початку проведення сільськогосподарських робіт.

Набухання ґрунтів *– збільшення об'єму ґрунту зі збільшенням вологості.* Це явище властиве в основному ґрунтам важкого гранулометричного складу. До ґрунтів, що набухають, належать ґрунти і підґрунтя, відносна зміна об'єму яких перевищує 4%. Більшість суглинкових і глинистих ґрунтів належать до ґрунтів, що набухають. Головною причиною набухання є виникнення розклинюючого тиску в плівках води, яка оточує ґрунтові частинки.

Набухання, як реєстроване збільшення об'єму ґрунту при його зволоженні, залежить від дисперсності (чим вищий вміст мулуватих частинок, тим більше набухання), від мінералогічного складу, ємності катіонного обміну і складу вбирних катіонів. Аніони також змінюють набухання: в ряду $I^- > B_2 > NO_3^- > Cl^- > CH_3COO^- > SO_4^{2-}$ аніони до Cl^- посилюють набухання порівняно з набуханням у чистій воді. Набухання залежить також від вмісту і властивостей органічної речовини ґрунту, наявності структурних зв'язків і їхнього виду, мінералізації внутрішпаруватого простору, зовнішніх сил і вихідної щільності ґрунту.

Найбільше набухають глинисті ґрунти з монтморилонітовим складом глинистих мінералів. Сильно набухають солонці, їхнє набухання може сягати 150%. Набухання – негативна властивість ґрунтів, оскільки при значному його

прояві може відбутися руйнування ґрунтових агрегатів. Виражають набухання в об'ємних відсотках від вихідного об'єму:

$$V_{наб} = \frac{v_1 - v_2}{v_1} \cdot 100,$$

де $V_{наб}$ – набухання, %; V_1 – об'єм вологого ґрунту, см^3; V_2 – об'єм сухого ґрунту, см^3.

Просідання ґрунту – це властивість ґрунту зменшувати свій об'єм у випадку висушування. Цей процес протилежний до набухання, проте ці два процеси не бувають абсолютно рівними один одному ні за динамікою, ні за проміжними стадіями. Зменшення об'єму ґрунту при висиханні супроводжується утворенням тріщин і сильним ущільненням ґрунту в міжтріщинному просторі. Значення тріщин у фізичних процесах велике. Ґрунти за будь-якої вологості мають тріщини, а в сухому стані – дуже великі за об'ємом. Такі тріщини можна легко візуально помітити у важких глинистих ґрунтах. Речовини і вода, що надходять на поверхню таких ґрунтів, будуть провалюватися до значних глибин цими тріщинами. З цієї причини в нижні шари, а потім і в ґрунтові води можуть надходити агрохімікати, а також і ксенобіотики, що є несприятливим явищем, бо спричиняє забруднення ґрунто-підґрунтя і ґрунтових вод.

У багатьох випадках тріщини запобігають ерозії, бо опади не стікають швидко по поверхні, а заповнюють тріщини, зволожуючи нижчі шари, що є характерним для глинистих ґрунтів, які набухають.

Утворення тріщин при просіданні ґрунту спричиняє розрив кореневої системи рослин, тим самим порушуючи надходження елементів живлення рослин, посилюючи втрати вологи унаслідок випаровування. Тріщинуватості позбуваються шляхом розпушування ґрунтів та інших агротехнічних заходів.

Просідання виражають у відсотках від об'єму вихідного ґрунту:

$$V_{прос} = \frac{v_1 - v_2}{v_1} \cdot 100,$$

де $V_{прос}$ – просідання від вихідного об'єму, %; V_1 – об'єм вологого ґрунту, см^3; V_2 – об'єм сухого ґрунту, см^3.

Зв'язність ґрунту *– це здатність його протидіяти зовнішнім силам, які намагаються роз'єднати ґрунтові частинки.* Зв'язність виникає завдяки силам зчеплення між частинками ґрунту і залежить від гранулометричного та мінералогічного складу, структурного стану, вологості, гумусованості, складу вбирних основ, характеру використання ґрунтів.

Найбільшу зв'язність мають глинисті ґрунти, найменшу – піщані. Максимальна зв'язність спостерігається у ґрунтах за вологості, близької до вологості

в'янення. При насиченні ґрунту іонами натрію в'язкість його зростає, оскільки ґрунт диспергується, збільшується його питома поверхня, а, отже, зростають і сили зчеплення між частинками. Зв'язність знижується у випадку покращення структури. Зв'язні ґрунти краще протистоять ерозії, проте зі збільшенням зв'язності зростає питомий опір ґрунтів, що веде до збільшення затрат на обробіток ґрунту.

Твердість ґрунту *– це здатність ґрунту протидіяти проникненню в нього якого-небудь тіла* (конуса, циліндра, кулі тощо). Твердість залежить від гранулометричного складу, структури, вологості, вмісту гумусу та інших властивостей.

У ґрунтознавстві для оцінки стану ґрунту щодо умов проникнення в нього коріння рослин, сільськогосподарських знарядь тощо запровадили поняття „опір пенетрації ґрунту" (від лат. *penetro* – проникати), тобто опірність ґрунту входженню в нього металевого зонду циліндричної або конусоподібної форми невеликого розміру (зазвичай від 1 до 5 мм). Опір пенетрації і твердість – терміни-аналоги, проте термін „опір пенетрації" точніший з погляду фізики, оскільки твердість – опір матеріалу вдавлюванню чи дряпанню – не є величиною фізично постійною. Це складна властивість, що залежить від міцності і пластичності матеріалу.

У піщаних і добре оструктурених ґрунтах опір пенетрації має максимум за певної вологості, а якщо ця вологість зменшується, то опір пенетрації спадає, бо ґрунт розпадається на окремі піщинки або агрегати. У безструктурному ґрунті або в ґрунті з призматичною структурою опір пенетрації зростає зі зменшенням вологості практично лінійно. Критичними значеннями опору пенетрації, коли утруднене проникнення коріння в ґрунт і рослини починають помітно потерпати, вважають величину 3 МПа (мегапаскаль), або 30 кг/см^2). Визначають опір пенетрації спеціальними приладами – пенетрометрами, або твердомірами, безпосередньо в польових умовах.

Питомий опір ґрунту визначається зусиллями, які потрібно затратити на підрізання пласта, його обертання і тертя по робочій поверхні знарядь. Характеризується він опором ґрунту масою 1 кг на 1 см^2 поперечного перетину пласта ґрунту, піднятого плугом.

Залежно від гранулометричного складу, фізико-хімічних властивостей, вологості, агрогосподарського стану питомий опір варіює в межах 0,2–1,2 кг/см^2. Величину питомого опору враховують у конструкції плугів, складанні норм виробітку для тракторів, ґрунтообробних знарядь.

Ґрунти легкого гранулометричного складу і добре оструктурені володіють найменшим питомим опором, важкосуглинкові та глинисті солонцюваті ґрунти – найбільшим.

Показники питомого опору різних типів ґрунтів подано в таблиці 11.3.

Таблиця 11.3

Питомий опір різних типів ґрунтів

Ґрунти	Гранулометричний склад	Угіддя	Питомий опір, кг/см^2
Дерново-підзолистий	Глинистий	Рілля	0,68
	Важкосуглинковий		0,48
	Середньосуглинковий		0,35
	Легкосуглинковий		0,27
	Супіщаний		0,18
Чорнозем звичайний	Глинистий	Цілина	0,7–0,8
	Суглинковий		0,6–0,8
	Суглинковий	Рілля	0,4–0,5
Чорнозем солонцюватий	Глинистий	Рілля	0,82
Солонець	Глинистий	Цілина	1,21
	Суглинковий		0,90
Сірозем	Важкосуглинковий	Рілля зрошувана	0,49
	Середньосуглинковий		0,41
	Легкосуглинковий		0,34
	Важкосуглинковий	Рілля незрошувана	0,42
	Середньосуглинковий		0,34
	Легкосуглинковий		0,27

Фізико-механічні властивості необхідно враховувати при оцінюванні умов родючості ґрунтів і для розробки технологій вирощування сільськогосподарських культур. Різні фізико-механічні властивості ґрунтів по-різному піддаються регулюванню агротехнічними, біологічними і хімічними впливами на ґрунт.

11.5. Тепловий режим і теплові властивості ґрунтів

Надходження тепла у ґрунт і його віддача в атмосферу – явища динамічні. Їх визначають за добовими і сезонними змінами у надходженні сонячної радіації і властивостями ґрунту. Тепловий стан ґрунту характеризується показниками температури його генстичних горизонтів.

Сукупність явищ надходження, перенесення, акумуляції та віддачі тепла називають тепловим режимом ґрунту. З тепловим режимом ґрунтів тісно пов'язані початок і закінчення вегетаційного періоду, просторове розміщення культур, швидкість надходження до кореневої системи поживних елементів. Температура є важливим чинником інтенсивності хімічних, фізико-хімічних, біохімічних і біологічних процесів у ґрунті. З температурою пов'язане розчинення й осідання різних сполук у ґрунті, життєдіяльність мікроорганізмів і ґрунтової фауни. Від

температури ґрунту залежить розвиток і продуктивність сільськогосподарських культур, інтенсивність фотосинтезу. Утворення структури ґрунту, зокрема в тропічних і північних широтах, зумовлене особливостями температурного режиму ґрунтів.

Головними джерелами надходження теплової енергії в ґрунт є променева енергія Сонця, атмосферна радіація, внутрішнє тепло Землі, енергія біохімічних процесів розкладення органічних залишків, енергія радіоактивного розпаду. Променеву енергію Сонця вбирає поверхня ґрунту, перетворює її в теплову і передає у нижчі горизонти ґрунту. Частину сонячної енергії поверхня ґрунту відбиває.

Кількість увібраного і відбитого тепла поверхнею ґрунту залежить від географічного положення, рельєфу місцевості, пори року, часу доби, стану атмосфери. Поряд з особливостями поверхні ґрунту на його температурний стан, нагрівання й охолодження значний вплив мають теплові властивості ґрунтів.

До теплових властивостей ґрунтів належать: *тепловбирна здатність, теплоємність, теплопровідність, теплозасвоюваність.*

Тепловбирна здатність – здатність ґрунту вбирати променеву енергію Сонця. Вона характеризується величиною альбедо (*A*). Альбедо – це кількість короткохвильової сонячної радіації, що відбиває поверхня ґрунту. Її виражають у відсотках від сумарної кількості сонячної радіації, яка досягає поверхні ґрунту. Чим менше альбедо, тим більше ґрунт вбирає сонячної радіації. Альбедо залежить від забарвлення, вологості, структурного стану, стану поверхні ґрунту, рослинного покриву.

$$A = \frac{Q_{відб}}{Q_{сум}} \cdot 100,$$

де $Q_{відб}$ – відбита сонячна радіація; $Q_{сум}$ – сумарна сонячна радіація, виражені у Дж/(см^2 · хв.).

Діапазон відбиття променевої енергії поверхнею ґрунту коливається від 8–10 до 30 % (табл. 11.4).

Таблиця 11.4

Альбедо різних ґрунтів, порід і рослинних асоціацій (А. Ф. Чудновський, 1959)

Об'єкт дослідження	*A*, %	Об'єкт дослідження	*A*, %
Чорнозем сухий	14	Пшениця яра	10–25
Чорнозем вологий	8	Пшениця озима	16–23
Сірозем сухий	20–30	Трави зелені	26
Сірозем вологий	10–12	Трави висохлі	19
Глина суха	23	Бавовник	20–22
Глина волога	16		
Пісок білий	34–40	Рис	12
Пісок жовтий		Картопля	19

Тепловбирна здатність ґрунтів одного і того ж регіону обумовлює поділ ґрунтів на холодні і теплі: темнозабарвлені ґрунти більш теплі, ніж світлі; оструктурені ґрунти з шорсткою поверхнею тепліші, ніж безструктурні.

Теплоємність ґрунту (*C*) – здатність ґрунту вбирати тепло. Виражають її через приріст теплоти (ΔQ) в ґрунті при зміні її температури (ΔT):

$$C = \Delta Q / \Delta T,$$

де *C* – теплопровідність ґрунту, Дж(г·град); *Q* – кількість тепла в ґрунті, Дж/г; *T* – температура ґрунту, °С.

Розрізняють *вагову (або питому) і об'ємну теплоємність. Питома теплоємність* характеризується кількістю тепла, необхідного для нагрівання (або яке виділяється при охолодженні) одиниці маси (1 г) абсолютного сухого ґрунту на 1°С в інтервалі температур від 14,5 до 15,5°С.

Об'ємна теплоємність чисельно рівна кількості теплоти, яка необхідна для нагрівання або виділяється при охолодженні одиниці об'єму (1см^3) сухого ґрунту на 1°С у тому ж інтервалі температур.

Теплоємність ґрунту залежить від його мінералогічного та гранулометричного складу, вмісту органічної речовини, вологості, шпаруватості, вмісту повітря (табл. 11.5).

Таблиця 11.5

Теплоємність складових частин ґрунту й окремих мінералів

Речовина	Теплоємність, Дж/г·град	
	Питома	Об'ємна
Пісок кварцовий	0,196	0,517
Глина	0,233	0,577
Торф	0,477	0,611
Вода	1,00	1,000
Кварц	0,198	–
Каолін	0,233	–

Оскільки вода більш теплоємна порівняно з мінеральними та органічними компонентами ґрунту, то для підвищення температури вологого ґрунту необхідно більше тепла, ніж для сухого. Важчі ґрунти повільніше нагріваються і охолоджуються, сухі швидше нагріваються і охолоджуються. Глинисті ґрунти є більш теплоємними у вологому стані порівняно з піщаними, навесні повільніше нагріваються. Воєени при більшому зволоженні вони повільніше охолоджуються і робляться тепліщими від піщаних. Змінюючи вологість і шпаруватість ґрунту обробітком і поливами, регулюють у певних інтервалах температуру ґрунту.

***Теплопровідність ґрунту** – це здатність ґрунту проводити тепло.* Вимірюють її кількістю тепла в калоріях, яке проходить за 1с через поперечний переріз 1 см^2 шару ґрунту товщиною 1 см.

Теплопровідність ґрунтів оцінюють коефіцієнтом теплопровідності. Оскільки теплопровідність складових часток ґрунту коливається в широких

межах, коефіцієнт теплопровідності є інтегральною, динамічною величиною (табл. 11.6).

Таблиця 11.6

Теплопровідність складових частин ґрунту, Дж/(см·с·град)

Речовина	Теплопровідність	Речовина	Теплопровідність
Повітря	0,000210	Кварц	0,00984
Торф	0,001107	Базальт	0,02132
Вода	0,005866	Граніт	0,03362
Лід	0,020950		

Теплопровідність мінеральної частини в середньому в 100 разів більша, ніж повітря, а води – у 28 разів. Отже, чим вологіший ґрунт, тим більша його теплопровідність, а чим сухіший – тим менша. Влітку при висиханні поверхневого шару ґрунту його теплопровідність зменшується і, відповідно, зменшується і передача тепла із верхнього шару до нижнього. При накопиченні вологи в ґрунті восени в ньому утворюються запаси тепла, які охороняють сходи озимих посівів від вимерзання за умови ранніх заморозків.

Інтенсивність зміни температури ґрунту характеризується *коефіцієнтом температуропровідності*, який є часткою від ділення коефіцієнта теплопровідності на об'ємну теплоємність:

$$K = \frac{\lambda}{C_v}.$$

Коефіцієнт температуропровідності відображає зміну температури у 1 см^3 ґрунту, спричинену надходженням у нього кількості тепла, яке протікає за 1с через поперечний переріз 1 см^2 при градієнті температур 1°/1 см, і виражають його в см^2/с.

Температуропровідність залежить від структури і складення ґрунту та визначає глибину добових і річних коливань температури в ньому.

Ступінь акумуляції теплоти ґрунтом характеризується теплозасвоєністю ґрунту (β), яку обчислюють за формулою, запропонованою А. Ф. Чудновським (1959):

$$\beta = \sqrt{\lambda \cdot C_v}.$$

Процеси надходження, перерозподілу і витрати тепла у ґрунті та на його межах формують *тепловий режим*. *Температурний режим* – динаміка температури на поверхні та в різних шарах ґрунту.

Температура ґрунту на верхній межі характеризується високою динамічністю і сильно залежить від стану поверхні. Для рослин температура ґрунту має важливе значення. До кардинальних температурних показників належить температура проростання, температурний оптимум і сума додатних температур за сезон. Для різних культур ці показники різні (табл. 11.7).

Таблиця 11.7

Температура проростання і температурні оптимуми ґрунту для різних рослин (за І. Б. Ревутом, 1972)

Рослини	Мінімальна температура проростання	Температурний оптимум	Сума середніх температур
Ячмінь, жито	1–5	22–30	1400
Пшениця, овес	1–5	25–31	1600
Соняшник	5–6	31–37	1800
Кукурудза, просо	3–10	37–44	1900
Бавовник, рис, арахіс	12–14	37–44	3000–4000

Для рослин температура понад 10°С має важливе значення. На цьому принципі співвідношення температур >10°С приземного шару повітря і посівного шару базуються і деякі класифікації теплових режимів.

За класифікаційну основу запропоновано термічний показник *Н:*

$$H = \frac{\sum T > 10°\text{ґрунту}}{\sum T > 10°\text{повітря}}.$$

Якщо *Н* перевищуватиме 1, то ґрунт виділятиме тепло, а коли менше 1 – ґрунт прогріватиметься. Вирізняють три типи теплових режимів: тип випромінювання Н >> 1; тип нестійкої рівноваги Н > < 1; тип інсоляції Н < 1.

Підтипи виокремлюють за ознакою континентальності. Континентальність характеризується різницею температур у контрастні сезони (зима–літо) на глибині 20 см. Виокремлюють три підтипи:

– помірний, коли різниця температур на глибині 20 см становить 15–20°С;

– континентальний – сезонна амплітуда температур 10–25°С;

– різко континентальний – сезонна амплітуда температур 25–30°С.

Тепловий режим характеризується радіаційним і тепловим балансом. Рівняння радіаційного балансу має такий вигляд:

$$T_б = Q_р + Q_д + Q_{відб} + Q_{випр},$$

де $T_б$ – тепловий баланс;

$Q_р$ – пряма і розсіяна короткохвильова сонячна радіація;

$Q_д$ – довгохвильове випромінювання атмосфери;

$Q_{відб}$ – відбита поверхнею короткохвильова радіація;

$Q_{випр}$ – довгохвильове випромінювання підстилаючої поверхні.

Радіаційний баланс може бути додатнім і від'ємним. Цим визначається нагрівання або охолодження поверхні ґрунту. Радіаційний баланс має важливе значення у формуванні теплового балансу ґрунту, тобто приході та витраті тепла на його поверхні.

Тепловий баланс складається з таких статей: показник радіаційного балансу ($T_б$); затрати тепла на транспірацію вологи і її фізичне випаровування ($T_т$); витрати тепла на теплообмін між поверхнею ґрунту і глибшими шарами ($T_п$); кількість тепла, яке витрачається на нагрівання повітря ($T_к$).

Відповідно закону збереження енергії, у кожен конкретний момент прихід тепла на поверхню ґрунту дорівнює його витратам, отож баланс записують рівнянням:

$$T_б + T_т + T_п + T_к = 0.$$

На тепловий баланс можуть також впливати тимчасові чинники – випадання дощів з температурою, вищою або нижчою від температури поверхні ґрунту, танення снігу тощо. Він може залежати від географічного положення, рельєфу, пори року і часу доби, властивостей ґрунту, рослинності, метеорологічних умов тощо.

У сільськогосподарській практиці регулювання теплового режиму має важливе значення для забезпечення оптимальних умов росту рослин.

До заходів, які регулюють надходження сонячного тепла до поверхні ґрунту, належать затінення ґрунту рослинністю, мульчою, деякі способи обробітку ґрунту, гребеневі і грядкові посіви.

Радикальним заходом регулювання теплового і водного режиму в холодний період є снігові меліорації.

В овочівництві для покращення теплового режиму ґрунтів застосовують біопаливо, електричне, парове і водяне обігрівання.

Контрольні запитання і завдання

1. *Дайте визначення поняття „щільність твердої фази ґрунту", „щільність будови ґрунту", „шпаруватість", „шпаруватість аерації" та їхню агрономічну оцінку.*
2. *Охарактеризуйте екологічне значення фізичних властивостей ґрунтів.*

3. *Що називають структурою ґрунту і в чому полягають особливості її оцінки з морфологічного й агрономічного поглядів?*
4. *Які процеси визначають утворення структури, її погіршення і які заходи з відновлення структури ґрунту Ви знаєте?*
5. *У чому полягає роль структури ґрунту щодо формування його властивостей, режимів і родючості?*
6. *Як класифікують структурні агрегати?*
7. *Назвіть фізико-механічні властивості ґрунту, дайте визначення і проаналізуйте, як вони залежать від складу ґрунту, його будови та інших чинників.*
8. *Які заходи регулювання фізико-механічних властивостей ґрунтів Ви знаєте?*
9. *Назвіть і охарактеризуйте джерела тепла у ґрунті.*
10. *Як проявляється вплив окремих чинників на формування теплових властивостей ґрунтів?*
11. *Охарактеризуйте типи теплового режиму ґрунтів.*
12. *Які заходи регулювання теплового режиму ґрунтів застосовують?*

Література

1. Вадюнина А. Ф. Методы исследования физических свойств почв / А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина. – М. : Агропромиздат, 1986. – 416 с.
2. Качинский Н. А. Физика почвы / Н. А. Качинский. – М., 1965. – Ч. 1. – 322 с.
3. Медведев В. В. Оптимизация агрофизических свойств черноземов / В. В. Медведев. – М. : Агропромиздат, 1988. – 158 с.
4. Медведев В. В. Плотность сложения почв / В. В. Медведев, Т. Е. Лындина, Т. Н. Лактионова. – Харьков : 13 типография, 2004. – 244 с.
5. Медведев В. В. Почвенно-технологическое районирование пахотных земель Украины / В. В. Медведев, Т. Н. Лактионова. – Харьков : 13 типография, 2007. – 395 с.
6. Медведев В. В. Структура почвы / В. В. Медведев. – Харьков : 13 типография, 2008. – 406 с.
7. Медведев В. В. Твердость почвы / В. В. Медведев. – Харьков : Городская типография, 2009. – 152 с.
8. Папіш І. Я. Практикум з фізики ґрунту. Фізика твердої фази ґрунту / І. Я. Папіш. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2001. – Ч. 1. – 95 с.
9. Позняк С. П. Динамика плотности орошаемых черноземов юга Украины / С. П. Позняк // Почвоведение. – М., 1985. – № 4. – С. 56–60.

10. Растворова О. Г. Физика почв. Практическое руководство / О. Г. Растворова. – Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1983. – 196 с.
11. Теории и методы физики почв / [под ред. Е. В. Шеина, Л. О. Карпачевского]. – М. : Гриф и К, 2007. – 616 с.
12. Физико-химическая механика природных дисперсных систем / [под ред. Е. Д. Щукина и др.]. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1985. – 266 с.
13. Чудновский А. Ф. Теплофизика почв / А. Ф. Чудновский. – М. : Наука, 1976.
14. Шеин Е. В. Агрофизика / Е. В. Шеин, В. М. Гончаров. – Ростов-на-Дону : Феникс, 2006. – 400 с.
15. Шеин Е. В. Курс физики почв / Е. В. Шеин. – М. : Изд-во МГУ, 2005. – 432 с.

Розділ 12

РАДІОАКТИВНІСТЬ ҐРУНТІВ

Радіоактивність ґрунтів зумовлена наявністю радіоактивних елементів природного й антропогенного походження. Як одиницю виміру кількості радіоактивності у системі СІ застосовують беккерель (1Бк = 1 розпад/с) або використовують спеціальну одиницю радіоактивності кюрі (1Ku = $3{,}7 \cdot 10^{10}$Бк).

Основна частина радіоактивності ґрунтів пов'язана з природними радіоактивними елементами, які поділяють на дві групи: первинні (які перейшли в ґрунт із ґрунтотворної породи або з геохімічним потоком) і космогенні (надходять у ґрунт з атмосфери, де вони виникають у результаті взаємодії космічного випромінювання з ядрами стабільних елементів). Середньосвітові значення концентрації радіоактивних елементів у ґрунтах створюють активність близько 1000 Бк/кг ($25 \cdot 10^{-9}$ Ku/кг), проте самі концентрації коливаються в дуже широких межах (відрізняються не менше, ніж у 100 разів) залежно від вмісту природних радіоактивних елементів у ґрунтотворних породах.

Значна частина природної радіоактивності ґрунтів пов'язана з радіоізотопами (радіонуклідами) важких елементів з порядковими номерами $z > 82$, які утворюють три радіоактивні сімейства – Урану (родоначальник ^{238}U: період піврозпаду $T_{1/2} = 45 \cdot 10^9$ років), Актинію (родоначальник ^{235}U: $T_{1/2} = 7{,}1 \cdot 10^8$ років) і Торію (родоначальник ^{232}Th: $T_{1/2} = 1{,}4 \cdot 10^{10}$ років). Ці сімейства включають, відповідно, 17, 14 і 12 радіоактивних ізотопів, які розпадаються здебільшого з випромінюванням альфа-частинок (ядер гелію), деяким з членів сімейства властиві бета- і гама-випромінювання. Кінцеві продукти піврозпаду в цих трьох сімействах представлені стабільними ізотопами плюмбуму ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb. Більша частина проміжних продуктів розпаду – короткоживучі ізотопи, а їхня наявність у середовищі спричинена постійним поповненням у процесі розпаду материнських радіоізотопів.

У гірських породах у радіоактивному сімействі спостерігається рівновага, а в ґрунтах радіоактивна рівновага порушується через міграцію різних елементів, які утворюють радіоактивні сімейства. Зокрема, у кожному з сімейств одним з проміжних продуктів розпаду є газоподібний родон, значна частина якого може звітрюватися в атмосферу.

Уран. Природний Уран складається з ізотопів ^{234}U (0,0058%), ^{235}U (0,71%) і ^{238}U (99,28%). Уран міститься у багатьох гірських породах і постійно наявний у ґрунтах. Найбільший його вміст у фосфатних породах, що визначає його високу концентрацію у фосфорних добривах.

Радій. З проміжних продуктів розпаду ^{238}U необхідно відзначити ^{226}Ra, який наявний у ґрунтах в слідових кількостях, і належить до групи лужноземельних елементів.

Торій. Хімічно Торій відносно малорухомий. Міститься у ґрунтах і в системі ґрунт-рослина.

Калій-40 і Рубідій-87. Суттєвий внесок у радіоактивність ґрунтів вносить радіоактивний ізотоп ^{40}K і частково ^{87}Rb.

Карбон-14 і Тритій – космогенні радіоізотопи. Короткоживучий ізотоп ^{14}C ($T½ = 5760$ років) і Тритій – надважкий ізотоп гідрогену ($T½ = 12,3$ року) утворюються в атмосфері при взаємодії нейтронів космічного випромінювання з ядрами Нітрогену ^{14}N і надходять у ґрунт з атмосфери, завдяки чому їхній вміст підтримується приблизно на постійному рівні.

Ґрунти, що сформувалися на продуктах вивітрювання кислих порід, містять радіоактивних ізотопів більше, ніж утворені на основних і ультраосновних породах; важкі ґрунти містять їх більше, ніж легкі.

Природні радіоактивні елементи розподіляються по профілю ґрунтів більш-менш рівномірно, проте в деяких випадках вони акумулюються в ілювіальних і глейових горизонтах. У ґрунтах і породах ці елементи наявні переважно в міцнозв'язаній формі.

Штучна радіоактивність зумовлена надходженням у ґрунт радіоактивних ізотопів, які утворюються в результаті атомних термоядерних вибухів, у вигляді відходів атомної промисловості, в результаті аварій на атомних підприємствах.

Найбільшу небезпеку щодо цього становлять ізотопи Стронцію (^{90}Sr) і Цезію (^{137}Cs), оскільки вони спричиняють радіоактивність, у них тривалий період півроспаду (28 років у ^{90}Sr і 33 роки у ^{137}Cs), володіють високою енергією випромінювання і здатністю активно включатися в біологічний колообіг. Тому надзвичайно важливо знати закономірності, пов'язані з вбиранням цих ізотопів ґрунтами, їхньою міграцією і надходженням у рослини. Загальним для ^{90}Sr і ^{137}Cs є майже повне їхнє вбирання (80–90%) і закріплення у верхньому шарі ґрунту (5–9 см). При цьому найбільшою сорбцією володіють ґрунти з високим вмістом гумусу, багаті мулуватою фракцією з монтморилонітовим і слюдистим складом глинис-

тих мінералів. За своїми властивостями ^{90}Sr близький до Кальцію, а ^{137}Cs – до Калію. Тому поведінка цих радіоізотопів близька до поведінки зазначених хімічних елементів.

Значна частина ^{90}Sr і ^{137}Cs закріплюється в ґрунтах за типом обмінного вбирання, хоча ^{137}Cs здатний і до необмінного вбирання. Міграція радіоактивних продуктів також залежить від міцності їхніх зв'язків з ґрунтом. У легких ґрунтах вона виражена більшою мірою, ніж у важких.

Небезпека радіоактивного забруднення ґрунтового покриву була усвідомлена в 50-х роках минулого століття, коли повсюдно спостерігалися радіоактивні випадання з атмосфери від випробувань ядерної зброї. На сучасному етапі кількість потенціальних джерел радіоактивного забруднення суттєво поповнилася за рахунок розширення використання ядерної енергії не тільки у військових цілях, але й у мирних. Сюди належать атомні електростанції та інші підприємства, які забезпечують повний ядерно-енергетичний цикл, уранові шахти і збагачувальні фабрики, рудники, сховища радіоактивних відходів. Важливу роль відіграють теплові електростанції, які працюють на вугіллі та горючих сланцях. Їхні загальні викиди містять такі радіоактивні елементи, як Полоній, Радій, Торій, Уран у концентраціях, що інколи багаторазово перевищують їхній природний фоновий рівень.

Характерною особливістю радіоактивного забруднення ґрунтового покриву є те, що в середньому за масою кількість радіоактивних домішок надзвичайно мала і вони не спричиняють зміни основних властивостей ґрунту – його pH, співвідношення елементів мінерального живлення, рівня родючості. Лімітуючими чинниками у цьому випадку є, зазвичай, рекомендовані граничні концентрації радіоактивних речовин, які надходять з ґрунту в рослинницьку продукцію.

Щодо забруднення ґрунтового покриву небезпеку можуть становити лише довгоживучі антропогенні радіонукліди, які характеризуються досить тривалим часом перебування у ґрунті: ^{90}Sr, ^{106}Ru, ^{137}Cs, ^{144}Ce, ^{226}Ra, ^{232}Th, ^{238}U, ^{239}Pu.

За ступенем рухомості довгоживучі антропогенні радіонукліди утворюють ряд: $^{90}Sr > {}^{106}Ru > {}^{137}Cs > {}^{144}Ce > {}^{129}I > {}^{239}Pu$. Швидкість самоочищення ґрунтів від радіонуклідів визначається швидкостями їхнього радіоактивного розпаду, вертикальною і горизонтальною міграцією. Для більшості ґрунтів швидкість винесення ^{90}Sr і ^{137}Cs із орного горизонту порівнювана зі швидкістю їхнього радіоактивного розпаду. Період напівочищення орного шару з врахування радіоактивного розпаду становить приблизно 0,4–0,7 періоду піврозпаду цих радіонуклідів, тобто дорівнює 10–20 років. Час перебування у ґрунтовому профілі інших довгоживучих радіонуклідів, таких як ^{14}C і ^{129}I, ^{239}Pu, становить сотні років.

Науково обґрунтоване нормування вмісту радіоактивних речовин у ґрунтах вимагає врахування властивостей ґрунтів – здатності ґрунтів закріплювати

радіонукліди і розводити їх у ґрунтовому розчині, що водночас стосується й інших забруднюючих речовин. З цього погляду до найважливіших властивостей ґрунтів необхідно зачислити ємність вбирання і склад вбирних основ, а також pH і *Eh*, вміст гумусу, мінералогічний склад.

Ґрунти важкого мінералогічного складу, порівняно з ґрунтами легкого гранулометричного складу, характеризуються підвищеною буферною здатністю до забруднюючих речовин і меншим їхнім потраплянням в урожай, а з іншого боку – підвищеною здатністю до їхньої акумуляції у верхній товщі ґрунту. Отже, чим вищий рівень родючості ґрунтів, тим вищі навантаження радіоактивних та інших забруднюючих речовин допустимі на таких ґрунтах без перевищення встановлених ***гранично-допустимих концентрацій*** (ГДК) токсикантів у продукції рослинництва. Проте ці ґрунти через деякий період безперервної дії джерела забруднення можуть виявитися значно забрудненішими, ніж менш родючі ґрунти.

Контрольні запитання і завдання

1. *Чим зумовлена радіоактивність ґрунтів?*
2. *З якими радіоізотопами пов'язана радіоактивність ґрунтів?*
3. *Як розподіляються радіоактивні елементи по профілю ґрунту?*
4. *Чим обумовлена штучна радіоактивність ґрунтів?*
5. *Охарактеризуйте особливості радіоактивного забруднення ґрунтів.*
6. *Охарактеризуйте процеси самоочищення ґрунтів від радіонуклідів.*

Література

1. Гродзинский Д. М. Естественная радиоактивность почв и растений / Д. М. Гродзинский. – К. : Наукова думка, 1965.
2. Іванов Є. А. Радіоекологічні дослідження / Є. А. Іванов. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 149 с.
3. Надточій П. П. Екологія ґрунту та його забруднення / П. П. Надточій, В. Г. Гермашенко, Ф. В. Вольвач. – К. : Аграрна наука, 1998. – 287 с.
4. Почвоведение. Почва и почвообразование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Г. Д. Белицина, В. Д. Васильевская, Л. А. Гришина и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 1. – 400 с.
5. Чернобыльская катастрофа. – К. : Наукова думка, 1986.

Розділ 13

ЕЛЕМЕНТИ ЖИВЛЕННЯ ТА ЇХНЯ ДОСТУПНІСТЬ ДЛЯ РОСЛИН

Найважливішою характеристикою родючості ґрунтів є повсдінка макро- (N, P, K, Ca, Mg) та мікроелементів (Fe, Mn, Zn, Cu, Co, Mo, B). Кількісний і якісний стан макро- та мікроелементів у ґрунтах зумовлює сукупність процесів їхнього надходження, трансформації та використання. Все це формує поживний режим ґрунту загалом і кожного елементу зокрема.

Поживний режим ґрунту *– це сукупність процесів надходження, трансформації та використання макро- та мікроелементів у ґрунтах.*

Нітроген є важливим елементом живлення рослин. Він міститься в усіх білкових речовинах, у хлорофілі, нуклеїнових кислотах, фосфатидах і багатьох інших органічних речовинах. Основна маса нітрогену ґрунтів зосереджена в органічній речовині. Кількість нітрогену є в прямій залежності від вмісту в ґрунті органічної речовини, насамперед гумусу. Накопичення азоту в ґрунті спричинене акумуляцією його з атмосфери. В атмосфері є 78,08% азоту. На поверхню ґрунту надходить з атмосферними опадами у вигляді оксидів NO і NO_2 від 3 до 17 кг/га. У продукуванні азоту важливу роль відіграють мікроорганізми-азотфіксатори, які вільно живуть у ґрунті, або симбіотичні, що пристосовані до кореневої системи бобових рослин. Понад 1300 видів бобових рослин фіксують азот за допомогою бульбочкових бактерій. Залежно від виду бобових рослин у ґрунті може накопичуватися значна кількість азоту. Зокрема, горох накопичує 60 кг/га, люцерна – до 300 кг/га. Азотфіксація найкраще відбувається при рівні зволоження 60–70% від повної вологоємності, оптимальній температурі +25–27°С, добрій аерації, реакції середовища від слабкокислої до нейтральної, наявності кальцію.

Органічний нітроген ґрунту перетворюється в мінеральні форми, утворюючи амінокислоти, які дають аміак, що окислюється з утворенням нітритної і

нітратної кислот. Процес нітрифікації відбувається у декілька етапів з утворенням нітритів і нітратів. У ґрунті за невисокого вмісту повітря відбувається процес денітрифікації – втрата азоту у вигляді вільного азоту або аміаку. Запаси азоту в різних типах ґрунтів подано в таблиці 13.1.

Таблиця 13.1

Запаси в ґрунтах і винесення рослинами елементів живлення

Ґрунти	Запаси в ґрунті, т/га						Винесення з ґрунту, кг/га рік		
	0–20 см			0–100 см					
	N	K_2O	P_2O_5	N	K_2O	P_2O_5	N	K_2O	P_2O_5
Дерново-підзолисті	3,3	50	3	6,6	450	12	19	26	8
Сірі лісові	5,6	50	4	9,4	320	10	22	27	9
Чорноземи вилуговані	9,4	50	4	26,5	250	10	22	27	9
Чорноземи типові	11,3	50	6	35,8	250	10	23	25	9
Чорноземи звичайні	7,0	50	4	24,0	250	10	23	25	9
Темно-каштанові	5,6	60	4	15,2	350	12	21	22	8
Сіроземи типові	2,8	60	5	8,6	400	13	39	43	14
Червоноземи	4,7	7	48	10,5	50	150	–	–	–

Азот доступний рослинам головно у формі амонію, нітратів, нітритів. Нітрити практично не містяться в ґрунті. Амонійний і нітратний азот – основна форма нітрогеновмісних сполук, якими живляться рослини. Рослини використовують азот у великих кількостях, тому його кількість у ґрунті від розкладення органічних речовин є недостатньою і висока потреба рослин в азоті вимагає поповнення його запасів у ґрунті шляхом внесення органічних добрив, вирощування багаторічних бобових трав, внесення мінеральних азотних добрив.

Фосфор міститься у багатьох органічних сполуках, без яких неможливе життя організмів. Рослини містять десяті частки відсотка P_2O_5 на суху речовину. В найбільших кількостях фосфор вбирається рослинами, і тому він акумулюється у верхніх горизонтах ґрунту. Валовий вміст його в чорноземах становить 0,35% і більше. Запаси фосфору в різних типах ґрунтів подано в таблиці 13.1.

У ґрунтах фосфор міститься в органічних і мінеральних сполуках. Органічні представлені фітином, фосфатидами тощо, мінеральні – солями кальцію, магнію, феруму, алюмінію ортофосфорної кислоти. Фосфор у ґрунті входить до складу апатиту, фосфориту і вівіаніту, а також є у вбирному стані у вигляді фосфат-іона. Апатит трапляється в багатьох магматичних породах і становить 95% сполук фосфору в земній корі.

У мінеральних сполуках ґрунтів фосфор перебуває переважно в малорухомих формах. Розчинність фосфатів кальцію, магнію, алюмінію і феруму тим менша,чим вища їхня основність.

Кислі ґрунти містять хімічно активні форми феруму й алюмінію, фосфор тут здебільшого перебуває у вигляді фосфатів феруму й алюмінію та зв'язаний з півтораоксидами у вигляді адсорбційних сполук, здатних до часткового обміну їхнього фосфат-іона.

У слабкокислих, нейтральних і слабколужних ґрунтах переважають фосфати кальцію. Найбільш стійкою і менш розчинною формою фосфатів кальцію є гідроксил апатит ($Ca_{10}(OH)_2(PO_4)_6$). У ґрунтах, багатих кальцієм, розчинні фосфати кальцію стають більш основними і менш розчинними.

Фосфати слугують головним джерелом фосфору для рослин. Фосфор органічних добрив засвоюється головно після їхньої мінералізації. Найсприятливіша реакція середовища для засвоєння рослинами фосфат-іонів слабкокисла (pH 6,0–6,5).

Внесення органічних і мінеральних фосфорних добрив покращує не тільки фосфатний режим ґрунтів, а й сприятливо впливає на фізичні та біологічні властивості ґрунтів.

Калій зумовлює важливі фізіологічні функції в організмах, споживається рослинами у великих кількостях, зокрема такими культурами, як картопля, коренеплоди, трави, тютюн та інші.

Валовий вміст калію (K_2O) в ґрунтах відносно високий. У ґрунтах важкого гранулометричного складу він становить 2% і більше. Значно менше калію в легких ґрунтах.

Основна частина Калію ґрунтів входить до складу кристалічної ґратки первинних і вторинних мінералів у малодоступній для рослин формі. Деякі з цих мінералів (зокрема, біотит і мусковіт) віддають Калій досить легко і можуть слугувати джерелом мобілізації доступного калію.

Калій міститься у ґрунті також у вбирному стані (обмінний і необмінний) і в формі простих солей. У цій формі він легкодоступний рослинам, проте частка його незначна. Головним джерелом калію для рослин є обмінний калій. Його доступність тим більша, чим вищий ступінь насиченості ним ґрунтів. Необмінний, або фіксований, калій важкодоступний. Однак між обмінним і необмінним калієм у ґрунті існує певна рівновага. При використанні обмінного калію його запаси поповнюються за рахунок необмінного. За наявності значної частки калію в малодоступній формі рослини зазнають нестачі в ньому.

Запаси калію в різних типах ґрунтів також подано в таблиці 13.1.

Внесення калійних добрив водночас з органічними добривами на фоні оптимального водного режиму сприяє підвищенню вбирання калію рослинами з ґрунту, що помітно впливає на врожай сільськогосподарських культур.

Необхідними елементами живлення рослин є Кальцій і Магній. На більшості ґрунтів рослини не відчувають нестачі Кальцію і Магнію, проте чимало ґрунтів потребує вапнування чи гіпсування з метою покращення їхніх властивостей.

Нестача Кальцію для живлення рослин спостерігається в солонцюватих ґрунтах, де надходження його в рослини сильно сповільнюється наявністю значної кількості вбирного Натрію. Нестача Магнію спостерігається в дерново-підзолистих піщаних і супіщаних ґрунтах.

Важливу роль у ґрунтах і біологічних об'єктах мають мікроелементи, а саме: Бор, Манган, Молібден, Купрум, Цинк, Кобальт, Йод, Флуор та інші. Їхня нестача або надлишок спричиняє порушення нормальної діяльності організмів і розвиток їх захворюваності. Нестача мікроелементів у ґрунтах веде до зниження врожайності та якості багатьох рослин.

Екологічна роль елементів живлення в ґрунті – основна для рослин. Елементи живлення – об'єкт конкуренції між рослинами, оскільки вони перебувають у динаміці і мають чітку циклічність, яка буває добовою, багатоденною, сезонною, багаторічною. Слід зазначити, що динаміка елементів живлення рослин у межах екосистем неоднакова. В природних ґрунтах для кожного виду рослин оптимальні відношення N : P : K можуть бути різними, і тут треба враховувати вплив елементів живлення один на одного, на величину pH та на інші властивості ґрунтів.

Контрольні запитання і завдання

1. *Дайте визначення поняття „поживний режим ґрунту".*
2. *Яка роль азоту в живленні рослин?*
3. *Охарактеризуйте роль фосфору в живленні рослин.*
4. *Охарактеризуйте фізіологічні особливості калію у функціонуванні рослин.*
5. *Яка екологічна роль елементів живлення рослин?*

Література

1. Агроекологія / О. Ф. Смагній, А. Т. Кардашов, П. В. Литвак та ін. – К. : Вища освіта, 2006. – 671 с.
2. Агрохимическая характеристика почв СССР. Украинская ССР. – М. : Наука, 1973. – 445 с.
3. Агрохімія / [за ред. М. М. Городнього]. – К. : Вища школа, 1995. – 526 с.
4. Карпачевский Л. О. Динамика свойств почв / Л. О. Карпачевский. – М. : ГЕОС, 1997.
5. Назаренко І. І. Землеробство та меліорація / І. І. Назаренко, І. С. Смага, С. М. Польчина, В. Р. Черлінка. – Чернівці : Книги – XXI, 2006. – 543 с.
6. Фатєєв А. І. Фоновий вміст мікроелементів в ґрунтах України / А. І. Фатєєв, Я. В. Пащенко. – Харків, 2003. – 117 с.

Розділ 14

РОДЮЧІСТЬ ҐРУНТУ

Використовуючи землю, людина з давніх часів оцінювала її з точки зору здатності продукувати врожай рослин. Отож поняття родючості ґрунтів було відоме ще задовго до становлення ґрунтознавства як науки. Про родючість ґрунтів писали трактати філософи, мислителі й поети античної Греції та Риму.

З накопиченням відомостей про ґрунти, розвитком природничих наук і агрономії формувались уявлення про те, чим зумовлена родючість ґрунтів. Родючість ґрунтів пов'язували з наявністю у ґрунті води, перегною, елементів мінерального живлення і, насамкінець, зі всією сукупністю властивостей ґрунту.

Вчення про родючість ґрунтів розроблене академіком В. Р. Вільямсом. Він детально дослідив формування і розвиток родючості ґрунту в ході природного ґрунтотворення, сформулював основні положення про загальні принципи підвищення родючості ґрунтів. Під родючістю ґрунту він розумів здатність безперервно забезпечувати рослини водночас водою та елементами живлення.

Ґрунт як материнський організм використовує енергію сонця, речовини й елементи живлення, трансформує їх у процесі складних біофізико-хімічних процесів і забезпечує рослини всім необхідним.

Отже, ***родючість ґрунту*** – *це здатність ґрунтів забезпечувати потреби рослин в елементах живлення, воді, забезпечувати їхні кореневі системи достатньою кількістю повітря, тепла, сприятливим фізичним і фізико-хімічним середовищем для нормального росту та розвитку.*

Родючість – суттєва якісна властивість ґрунту, що відрізняє його від гірської породи. Поняття *ґрунт* і його *родючість* нерозривні. Родючість ґрунту – результат розвитку природного ґрунтотворного процесу, а при сільськогосподарському освоєнні – також процесу окультурення.

14.1. Чинники й умови родючості ґрунтів

Розрізняють чинники й умови родючості ґрунтів. До чинників родючості ґрунтів належать елементи нітрогенного та зольного живлення рослин, вода, повітря і частково тепло – необхідні земні чинники життя і росту рослин. До умов родючості ґрунтів зачислюють сукупність властивостей і режимів, складна взаємодія яких визначає можливість забезпечення рослин земними чинниками (фізичні та фізико-хімічні властивості, наявність токсичних речовин тощо).

Важливими параметрами, від яких залежить рівень родючості, є конкретні показники ґрунтових режимів: температурний, водно-повітряний, живлення, фізико-хімічний, біохімічний, сольовий і окисно-відновний.

Параметри режимів визначаються кліматичними умовами, агрофізичними властивостями ґрунтів, їхнім гранулометричним, мінералогічним і хімічним складами, потенціальними запасами елементів живлення, а також вмістом їхніх рухомих форм, вмістом, складом і запасами гумусу, інтенсивністю мікробіологічних процесів, реакцією ґрунтового розчину та іншими фізико-хімічними та фізико-механічними властивостями (рис. 14.1).

Від гранулометричного складу залежать водний і тепловий режими, водно-повітряні властивості і режим живлення рослин. Ґрунти легкого гранулометричного складу характеризуються високою повітро- і водопроникністю, швидше прогріваються порівняно з ґрунтами важкого гранулометричного складу. Висока аерація зумовлює інтенсивну мінералізацію органічних речовин, а процеси гуміфікації сповільнені. Низька вологоємність зумовлює пришвидшення винесення елементів живлення за межі кореневмісного шару. Незначний вміст мулу і вторинних глинистих мінералів спричиняє низьку вбирну здатність і буферність, а також незначні запаси елементів живлення рослин.

Ґрунти важкосуглинкові і глинисті слабо повітро- і водопроникні, повільніше прогріваються, погано вбирають воду. Значна частина ґрунтової вологи й елементів живлення рослин труднодоступні рослинам. В умовах сезонного перезволоження у цих ґрунтах розвиваються процеси оглеєння. Суглинкові ґрунти для більшості культурних рослин є кращими.

Структура ґрунту і пов'язані з нею водно-фізичні властивості визначають водно-повітряний, тепловий і поживний режими. Від характеру структури залежить урожайність. Безструктурний ґрунт не може одночасно забезпечувати рослини водою і повітрям. Структура ґрунту забезпечує існування аеробних і анаеробних мікроорганізмів, визначаючи тим самим мікробіологічну активність ґрунтів.

Рис. 14.1. Схема родючості ґрунтів

Для розвитку процесів фотосинтезу і росту рослин важливе значення має газообмін ґрунту з надземним шаром повітря та емісія в нього ґрунтової карбокислоти. Нестача карбокислоти лімітує врожай, оскільки за вмісту CO_2 в атмосферному повітрі близько 0,03% інтенсивність фотосинтезу дуже низька. Важливе значення має розмір і водотривкість структурних агрегатів, оскільки вони зумовлюють процеси аерації ґрунтів. Ріст і розвиток рослин, а також біологічні процеси, з якими пов'язана родючість ґрунту, залежать від теплових властивостей, а саме: вбирати, віддавати й утримувати енергію і тепло. Від забарвлення ґрунту і водно-повітряних властивостей залежить теплоємність і теплопровідність ґрунтів.

Вміст у ґрунті органічної речовини зумовлює запаси елементів живлення, утворення водотривкої структури і формування сприятливих для рослин водно-фізичних і технологічних властивостей. Органічні речовини є джерелом енергії для мікроорганізмів, які мобілізують елементи живлення для рослин із рослинних залишків і мінеральної частини ґрунту.

З біологічною активністю пов'язано утворення в ньому мікробних продуктів, які стимулюють ріст рослин і, навпаки, чинять на них токсичний вплив. У біомасі відмерлих мікроорганізмів міститься близько 12% нітрогену, 3% фосфору і 2,2% калію. Біологічна активність ґрунту визначає фіксацію атмосферного азоту й утворення карбокислоти, які беруть участь у процесі фотосинтезу рослин.

Завдяки вбирній здатності в ґрунті утримуються елементи живлення рослин і менше вимиваються атмосферними опадами та поливними водами. Від складу вбирних катіонів залежить реакція ґрунтового розчину, його дисперсність, здатність до агрегування і стійкість вбирного комплексу. Вбирні гідроген, алюміній, натрій сприяють руйнуванню вбирного комплексу, знижують здатність ґрунту утримувати і закріплювати гумусові речовини. Насиченість вбирного комплексу кальцієм зумовлює нейтральну реакцію ґрунтового розчину, сприяє агрегації ґрунту і закріпленню гумусу. Отож, за висловом академіка О. Н. Соколовського, кальцій називають „вартовим родючості ґрунтів".

14.2. Категорії родючості ґрунтів

У науковій і навчальній літературі розрізняють категорії, типи, групи, види родючості ґрунтів. Однак деякі поняття ототожнюють і чітких критеріїв їхнього виділення не наводять.

Використовуючи типологію родючості екосистем, Б. О. Нікітіна, Д. Г. Тихоненко, М. О. Горін, М. В. Лісовий розробили типізацію родючості ґрунтів (рис. 14.2).

Натуральна (природна) родючість створюється під дією ґрунтотворного процесу і є характерною для цілинних біогеоценозів. Рівень натуральної (природної) родючості на практиці визначають через продуктивність (врожайність) рослин, отриману в перші роки на розораних землях.

Рис. 14.2. Типізація родючості ґрунтів (біосфери – за Б. О. Нікітіним; стилізація Д. Г. Тихоненко, М. О. Горін, М. В. Лісовий, 2005)

Штучна родючість створюється спрямованою діяльністю людини.

Змішана (природно-антропогенна) родючість характерна для всіх ґрунтів сільськогосподарських і багатьох лісових угідь (передусім розораних).

Потенційна родючість – це здатність ґрунту стабільно забезпечувати багаторічний цикл рослин всіма необхідними чинниками та умовами зростання-розвитку для отримання врожаю основної та побічної продукції за рахунок природних і антропогенно сформованих властивостей ґрунтів.

Ефективна родючість виявляється через продуктивність рослин або інших організмів, що населяють біогеоценоз. Вона вимірюється ступенем участі всіх чинників, які перейшли у фітомасу впродовж вегетаційного періоду на одиниці ґрунтової площі за існуючої в цей період комбінації чинників та умов. Рівень ефективної родючості ґрунтів у агросфері залежить не лише від поєднання натуральних чинників, а й від організаційних, економічних, технологічних чинників.

Економічна родючість – підсумок не лише генетичного та еволюційно оформленого комплексу чинників родючості у вихідних натуральних біогеоценозах, а й результат антропогенної діяльності, яка іноді до невпізнання видозмінює певні природні чинники.

Повна родючість є адекватною сумі потенційної та ефективної, лімітується, як і потенційна родючість, чинником мінімуму в біогеоценозі.

Усі види родючості поділяють на два різновиди: загальна (вимірюється всією продуктивністю) і часткова (відповідає продуктивності певного організму або групи подібних організмів).

14.3. Чинники, що лімітують родючість ґрунтів

Властивості ґрунтів можуть позитивно і негативно (лімітуючі) впливати на рівень їхньої потенційної або ефективної родючості залежно від їхнього якісного і кількісного прояву. Для забезпечення оптимального стану ґрунтових чинників життя рослин або елементів ґрунтової родючості необхідно вирішити завдання ліквідації або мінімалізації лімітуючих ґрунтову родючість чинників з допомогою ґрунтових меліорацій і агротехнологічних заходів (табл. 14.1).

Таблиця 14.1

Лімітуючі чинники і основні меліоративні заходи їхньої ліквідації або мінімалізації

Чинник	Меліоративні заходи
Надлишкова кислотність	Вапнування
Надлишкова лужність	Гіпсування, кислотування, внесення фізіологічно кислих добрив
Надлишок солей	Промивання на фоні дренажу скидних і ґрунтово-підґрунтових вод
Висока глинистість	Гіпсування, оструктурювання, глибоке розпушення
Висока щільність	Оструктурення, розпушення, травосіяння
Нестача тепла	Теплові меліорації, мульчування поверхні, снігонакопичення, лісосмуги, плівкові покриття
Нестача вологи	Зрошення, агротехнічні заходи накопичення вологи в ґрунті та захист від випаровування
Нестача мінерального живлення	Мінеральні та органічні добрива
Надлишок вологи (заболоченість)	Осушувальний дренаж
Нестача аерації	Дренаж, оструктурювання, щілювання
Строкатість мікрорельєфу	Планування поверхні
Значний нахил поверхні	Терасування, смугасто-контурний обробіток, чергування культур
Малий кореневмісний шар, обмежений внутріґрунтовими прошарками	Поступове поглиблення із застосуванням плантажу, глибокого розпушування, підривних меліорацій
Різко диференційований на горизонти профіль	Поступове поглиблення кореневмісного шару, ліквідація диференціації глибоким обробітком
Токсикоз хімічний	Хімічні і агротехнічні меліорації
Токсикоз біологічний	Агротехнологічні та біологічні меліорації, сівозміна, запровадження парів

14.4. Відтворення родючості ґрунтів

Родючість тісно пов'язана з процесами перетворення, акумуляції і передачі речовин, що є причиною кількісних і якісних змін чинників і умов родючості. Ці зміни можуть бути сприятливими для розвитку родючості та несприятливими, які спричиняють зниження родючості. Зміна властивостей ґрунтів протягом певного періоду може привести також і до вихідного рівня родючості.

Отже, за відповідний відрізок часу зміна родючості може проявлятися у вигляді неповного, простого і розширеного її відтворення.

Формування родючості ґрунту нижче початкового рівня означає неповне відтворення ґрунтової родючості. Повернення ґрунтової родючості до початкового рівня означає просте відтворення родючості. Створення ґрунтової родючості, вищої від початкового рівня, є розширеним відтворенням родючості.

В умовах землеробського використання ґрунтів відтворення їхньої родючості відбувається під впливом природних чинників і різних заходів впливу людини на ґрунт.

Під впливом природних і антропогенних чинників розвивається культурний ґрунтотворний процес. Розвиток його в умовах розумної цілеспрямованої діяльності людини сприяє покращенню ґрунтів і підвищенню їхньої родючості. Порушення цього принципу може призвести до втрати ґрунтової родючості.

Сучасне інтенсивне землеробство базується на широкому застосуванні таких потужних заходів інтенсифікації, як хімізація, меліорація та механізація, а також використання високопродуктивних сортів сільськогосподарських рослин.

В умовах інтенсивного землеробства важливим завданням раціонального використання ґрунтів є забезпечення розширеного відтворення ґрунтової родючості, тобто одночасний ріст як ефективної, так і потенціальної родючості.

Спрямований розвиток культурного ґрунтотворного процесу дає змогу забезпечити певні рівні ґрунтової родючості, під якою розуміють сукупність агрономічно значимих властивостей ґрунтів і їхніх режимів, що відповідають певному рівневі продуктивності рослин.

Оптимальні параметри властивостей ґрунтів – це таке поєднання кількісних показників властивостей (і режимів) ґрунту, за якого можуть бути максимально використані всі життєво важливі для рослин чинники, найповніше реалізовані потенційні можливості вирощуваних культур і забезпечений найвищий урожай при його добрій якості.

Окрім відомих властивостей, загальних для всіх типів ґрунтів, визначають оптимальні показники зональних властивостей, які визначають умови та рівень ґрунтової родючості окремих типів ґрунтів (наявність токсичних речовин, вміст і склад токсичних солей, наявність рухомих форм алюмінію і мангану тощо).

Оптимальні показники багатьох властивостей ґрунтів залежать значною мірою від того, наскільки оптимальні параметри фундаментальних властивостей ґрунтів – гранулометричний склад і гумусовий стан.

З метою підвищення родючості ґрунтів та отримання високих і стійких урожаїв необхідно одночасно впливати на всі чинники життя і росту рослин. Важливо виявити основний чинник (або групу чинників), вплив на який стимулює і максимальну ефективність інших чинників. Наприклад, у посушливих районах провідний чинник – забезпечення рослин водою. Тому найважливішого значення в цих зонах набувають заходи з накопичення і продуктивного використання вологи.

Реалізація принципу одночасного впливу на всі чинники, які визначають урожай рослин, потребує диференційованих заходів з підвищення родючості ґрунтів у різних природних зонах. Тому важливого значення набувають матеріали ґрунтово-агрохімічних досліджень: ґрунтові карти, картограми вмісту доступних рослинам елементів живлення – Фосфору, Калію, Нітрогену; картограми кислотності, засоленості, еродованості, заболоченості ґрунтів.

Основні заходи з підвищення ефективної родючості ґрунтів і максимального використання їхньої природної родючості пов'язані з раціональним застосуванням органічних і мінеральних добрив, вапнуванням і гіпсуванням ґрунтів, системою їхнього обробітку, зрошенням і осушенням, травосіянням, створенням полезахисних лісосмуг, введенням сівозмін, запровадженням протиерозійних заходів і вирощуванням найбільш урожайних сортів рослин.

14.5. Родючість основних типів ґрунтів

Родючість різних типів ґрунтів визначається не тільки їхніми природними властивостями, але й культурою землеробства. Відмінності в родючості ґрунтів зумовлені їхніми генетичними особливостями. Підзолисті й дерново-підзолисті ґрунти характеризуються низьким рівнем родючості, що зумовлено такими їхніми властивостями, як кисла реакція ґрунтового розчину, ненасиченість основами, низький вміст гумусу та елементів живлення, токсичні концентрації рухомого алюмінію і закисного феруму.

Найвищим рівнем родючості характеризуються чорноземи типові і звичайні лісостепу і степу, що зумовлено високим вмістом гумусу та його якісним складом, слабкокислою, нейтральною чи слабколужною реакцією ґрунтового розчину, високою насиченістю основами і складом вбирних основ (переважання вбирного кальцію), високою буферністю, водотривкою зернисто-грудкуватою структурою, сприятливими тепловим і водно-повітряним режимами, добрими агрофізичними властивостями та високим вмістом елементів живлення рослин.

Проміжне положення за рівнем родючості займають сірі лісові ґрунти та чорноземи опідзолені Лісостепу. Невисокою родючістю характеризуються каштанові ґрунти сухого степу, бурі напівпустельні ґрунти. Їхня низька родючість зумовлена малим вмістом гумусу, лужною реакцією ґрунтового розчину, засоленням, осолонцюванням, незадовільними водно-фізичними властивостями.

Оцінку родючості природних ґрунтів здійснюють за продуктивністю природної рослинності, що виражається величиною річного приросту біомаси на одиницю площі (табл. 14.2).

Таблиця 14.2

Продуктивність природної рослинності ґрунтів

Ґрунти	Приріст біомаси, ц/га
Підзолисті	45–85
Чорноземи	90–137
Каштанові	40–50
Червоноземи і жовтоземи	325–400

Отож ґрунти володіють різним рівнем природної родючості, або ж відносної родючості – відносно певної групи чи виду рослин. Один і той же ґрунт може бути родючим для одних рослин і низькородючим для інших.

Розширене відтворення родючості у процесі окультурення ґрунту є важливим завданням землевласників і землекористувачів, фермерів та орендаторів.

На сучасному етапі розвитку землеробства розробляється новий підхід до управління родючістю ґрунтів. В основу його покладено ідею створення моделей високородючих ґрунтів за ГІС-технологіями (В. В. Медведєв, 1992). Для розв'язання такого завдання необхідні широкі дослідження з вивчення закономірностей функціонування потенційної та ефективної родючості, відпрацювання діагностичних показників і їхніх оптимальних параметрів для контролю стану родючості загалом, а також окремих її компонентів. Вивчення закономірностей еволюції ефективної та потенційної родючості ґрунтів під час освоєння і використання їх у землеробстві на прикладі чорноземів типових Лісостепу засвідчило, що в період освоєння (перші 7–12 років після оранки цілини) ефективна родючість (урожай сільськогосподарських культур) помітно зростає при одночасному зниженні потенційної родючості (зменшується вміст гумусу, валові запаси азоту і фосфору, погіршуються фізичні і фізико-хімічні властивості тощо). В подальші роки (приблизно до 50-ти років) ефективна родючість чорноземів знижується до певного рівня, проте ще залишається високою. Після цього за умов незмінної агротехніки вирощування сільськогосподарських культур, невикористання добрив і меліорантів ефективна родючість староорних чорноземів підтримується приблизно на однаковому низькому рівні за рахунок мобілізації і виорювання потенційної родючості (Г. Я. Чесняк, 1967). Врешті це призводить до зниження як ефективної, так і потенційної родючості.

Отже, людина, використовуючи ґрунт у сільськогосподарському виробництві, сприяє активізації потенційної родючості, що зумовлює високі врожаї куль-

турних рослин. Високий рівень ефективної родючості при неповній компенсації чинників ґрунтової родючості підтримується за рахунок одночасного зниження потенційної. Однак при тривалому використанні ґрунтів значно знижується і ефективна родючість. Внаслідок цього формуються деградовані ґрунти з низькою потенційною та ефективною родючістю.

Важливою ланкою підтримання потенційної та ефективної родючості є окультурення, яке зумовлює екологічну реорганізацію ґрунтового тіла, зміну ґрунтових процесів відповідно до вимог сільськогосподарських культур з метою сталого зростання їхньої урожайності.

Оцінюючи стан досліджень з родючості ґрунтів, можна зробити висновок, що створено теоретичні передумови управління ґрунтовою родючістю як щодо простого, так і щодо розширеного її відтворення. При цьому систему контролю й управління родючістю слід базувати на ґрунтово-екологічному районуванні з урахуванням спеціалізації і концентрації сільськогосподарського виробництва. Родючість ґрунтів, їхнє збереження, відновлення деградованих площ – єдина реальна надія на забезпечення високоякісним продовольством всезростаючого населення планети. На сучасному етапі розвитку науки є всі можливості для підвищення родючості ґрунтів і вирощування сільськогосподарської продукції високої якості.

Контрольні запитання і завдання

1. *Що називають родючістю ґрунту?*
2. *Охарактеризуйте чинники і умови родючості ґрунтів.*
3. *Які категорії родючості ґрунтів Ви знаєте? Дайте їхнє визначення.*
4. *Назвіть лімітуючі чинники родючості ґрунтів.*
5. *У чому полягають особливості відтворення родючості ґрунтів?*
6. *Які заходи застосовують для підвищення родючості ґрунтів?*
7. *Охарактеризуйте родючість основних типів ґрунтів.*

Література

1. Лактіонов М. І. Агрогрунтознавство / М. І. Лактіонов. – Харків, 2001.
2. Мазур Г. А. Підвищення родючості кислих ґрунтів / Г. А. Мазур, Г. К. Медвідь, В. Н. Симачинський. – К. : Урожай, 1984. – 176 с.
3. Методические рекомендации по контролю состояния орошаемых черноземов / [под ред. проф. И. Н. Гоголева]. – М., 1989. – 140 с.
4. Окультуривание солонцевых почв. – К. : Урожай, 1984. – 173 с.
5. Почвы Украины и повышение их плодородия / [под ред. Б. С. Носко, В. В. Медведева, Р. С. Трускавецкого, Г. Я. Чесняка]. – К. : Урожай, 1988. – Т. 2. – 176 с.
6. Родючість ґрунтів / [за ред. проф. В. В. Медведєва]. – Київ : Урожай, 1992. – 248 с.
7. Шишов Л. А. Критерии и модели плодородия почв / Л. А. Шишов, И. И. Карманов, Д. Н. Дурманов. – М. : Агропромиздат, 1987. – 184 с.
8. Шляхи підвищення родючості ґрунтів у сучасних умовах сільськогосподарського виробництва / [за ред. акад. УААН Б. С. Носка]. – К. : Аграрна наука, 1999. – 112 с.

Розділ 15

КЛАСИФІКАЦІЯ, СИСТЕМАТИКА, ТАКСОНОМІЯ ҐРУНТІВ

Ґрунти з погляду класифікації є доволі складними об'єктами, оскільки вони різні за властивостями і не мають чітких природних меж. Ґрунти характеризуються великою кількістю перехідних форм, часто утворюють нерозривні ряди за різними параметрами: зволоженням, засоленням, гумусованістю, еродованістю, солонцюватістю тощо; високою просторовою варіабельністю ґрунтових властивостей; широкою динамікою в часі ґрунтових властивостей – добова, сезонна, річна, багаторічна, вікова; тривалістю еволюції природних ґрунтів, що веде до поєднання сучасних і реліктових ознак у ґрунтовому профілі; неоднозначністю реакцій на антропогенні впливи через різноманіття умов, видів і технологій землекористування; великим різноманіттям ґрунтів світу; прагненням людини в ході господарської діяльності зменшити природне різноманіття і просторову варіабельність ґрунтового покриву, зробивши його більш гомогенним і пристосованим до вимог порівняно невеликої кількості сільськогосподарських культур і систем землеробства.

Незважаючи на інтенсивний науковий пошук, спостерігаються теоретичні та прикладні труднощі в розробці стійкої системи класифікації ґрунтів.

Різноманітність класифікацій ґрунтів можна звести до двох основних груп – загальні та прикладні, кожна з яких включає декілька видів. Загальні класифікації ґрунтів розглядають ґрунти як природно-історичні тіла і групують їх на основі подібностей та відмінностей властивостей незалежно від можливого використання людиною. Прикладні класифікації ґрунтів визначаються конкретними потребами людини залежно від виду землекористування.

Відповідно до критерію, який використовують для розробки класифікації ґрунтів, вирізняють кілька напрямів: додокучаєвський (петрографіч-

ний, агрикультур-хімічний), докучаєвський (генетичний), американський (субстантивно-морфологічний), міжнародно-компілятивний.

У класифікації ґрунтів ключовими термінами є *класифікація*, *систематика*, *таксономія*, *номенклатура ґрунтів*, *діагностика ґрунтів*.

Класифікація ґрунтів – це об'єднання ґрунтів у класифікаційні групи за їхньою будовою, ґенезою і найважливішими властивостями, особливостями родючості.

Систематика ґрунтів – це розподіл ґрунтів у певному порядку відповідно до тієї чи іншої класифікації.

Таксономія (від грец. *taxis* – порядок) – це класифікаційні, або систематичні, одиниці, що вказують на клас, ранг або місце в системі певних об'єктів.

Номенклатура ґрунтів – це назви ґрунтів відповідно до їхніх властивостей і класифікаційних положень.

Діагностика ґрунтів (від лат. *diagnosticos* – здатний до розпізнання) – це сукупність ознак і властивостей, за котрими ґрунти можуть бути виділені і зараховані до тієї чи іншої таксономічної одиниці ґрунтової класифікації.

Основною таксономічною одиницею класифікації ґрунтів є генетичний тип, запропонований ще В. В. Докучаєвим. До одного генетичного типу зачислюють ґрунти, які розвиваються в однотипно поєднаних біологічних, кліматичних і гідрологічних умовах на певній групі ґрунтотворних порід. Характерними рисами ґрунтового типу є однаковий характер надходження органічних речовин у процесі їхнього перетворення і розкладення; однаковий комплекс процесів розкладення мінеральної маси і синтезу мінеральних та органо-мінеральних новоутворень; такий самий характер міграції і акумуляції речовин; однакова будова ґрунтового профілю і спрямованість заходів з підвищення та підтримання родючості ґрунтів, однотипні ґрунтові режими.

Нижче від ґрунтового типу виділяють такі таксономічні одиниці: підтип, рід, вид, відміна, розряд, підрозряд.

Підтипи ґрунтів розрізняють у межах типу. Підтип ґрунтів – це група ґрунтів, що якісно відрізняються за проявом основного і додаткового процесів ґрунтотворення і є перехідними ступенями між типами (чорнозем опідзолений, дерново-підзолистий ґрунт). Виділення підтипів може бути зумовлене зміною істотної ознаки типу (світло-сірі, сірі, світло-каштанові, каштанові, темно-каштанові), а також з фаціальною (від лат. *fase* – обличчя) зміною природних умов, зокрема термічного режиму ґрунту всередині типу: теплі, помірно теплі, помірні, холодні, помірно холодні, глибокопромерзаючі.

Рід ґрунту виділяють у межах підтипу. Якісні генетичні особливості його визначаються впливом комплексу регіональних умов: складом ґрунтотворних порід, хімізмом ґрунтових вод, реліктовими ознаками субстрату. Так, серед підтипів чорноземів південних вирізняють солонцюваті, солончакуваті.

Вид ґрунту виокремлюють у межах роду за ступенем розвитку ґрунтотворного процесу (ступенем підзолистості, глибиною і ступенем гумусованості, ступенем засоленості).

Відміна ґрунту визначається за гранулометричним складом верхніх ґрунтових горизонтів (піщані, супіщані, суглинкові, глинисті).

Розряд ґрунту виділяють у межах відміни і зумовлений він генетичними властивостями ґрунтотворних порід (щільні породи, моренні, алювіальні, делювіальні відклади, покривні суглинки, лесоподібні суглинки тощо).

Підрозряд ґрунту визначають за ступенем сільськогосподарського освоєння або за ступенем еродованості (високо окультурений; слабо-, середньо- чи сильнозмитий).

У світі існує низка різних класифікацій ґрунтів, розроблених в окремих країнах і міжнародних організаціях. Головна особливість ґрунтових класифікацій, починаючи з В. В. Докучаєва і М. М. Сибірцева, полягає в тому, що вони побудовані на реальних ґрунтових профілях, які складаються з генетичних горизонтів, оскільки насамперед з допомогою генетичних горизонтів діагностують ґрунти. Принцип В. В. Докучаєва прийнятий ґрунтознавцями світу, незважаючи на те, що класифікації різних країн суттєво відрізняються між собою. Такі відмінності спричинені різноманітністю ґрунтів країн, широким багаторічним використанням їх у сільському господарстві, мовними особливостями (назвами). Проте в усіх класифікаціях використано генетичний підхід до виділення одиниць ґрунтових класифікацій (таксонів). Національні особливості класифікацій спричинили те, що деякі ґрунти мали різні назви у різних класифікаціях. Найбільший вплив на всі світові класифікації в першій половині XX ст. мала класифікація К. Д. Глинки, побудована на принципах Докучаєва–Сибірцева, яка розвинула основні принципи класифікації М. М. Сибірцева. У середині XX ст. російські назви ґрунтів у багатьох країнах стали заміняти англійськими (американськими), французькими назвами у зв'язку з дослідженнями американських і французьких ґрунтознавців на територіях країн, що розвиваються, Африки й Азії. Детальне вивчення ґрунтів світу породило необхідність у новій класифікації.

У 70-х роках XX ст. на основі синтезу російського, американського і французького підходів розроблено Міжнародну класифікацію ґрунтів під егідою продовольчої і сільськогосподарської організації ООН (ФАО) та Організації ООН з освіти, науки і культури (ЮНЕСКО). Цю класифікацію покладено в основу складання ґрунтової карти світу масштабу 1:5 000 000.

На початку 80-х років XX ст. почався новий етап робіт зі створення Міжнародної класифікації ґрунтів. У результаті всебічного обговорення проблеми були прийняті її наукові принципи: класифікація ґрунтів повинна базуватись на властивостях ґрунтів, включаючи водний і температурний режими і характеристики материнських порід; ґрунти повинні бути визначені в термінах діагностичних

характеристик профілів і їхніх горизонтів; відбір діагностичних характеристик повинен максимально базуватися на взаємозв'язках між властивостями ґрунтів і ґрунтотворними процесами; класифікація ґрунтів повинна бути організована з різних рівнів генералізації; міжнародна класифікація не повинна заміняти національні класифікації ґрунтів, а слугувати довідковою, базовою системою, що дає змогу коригувати і зіставляти національні системи між собою.

Базуючись на цих положеннях, було обговорено і прийнято попередній перелік вищих одиниць Міжнародної класифікації ґрунтів із 26-ти груп, які об'єднують ґрунти з визначеними рисами будови профілю і сукупністю ґрунтових процесів, що сформували їх; 26 груп ґрунтів було розділено на морфогенетичні типи ґрунтів, які, в свою чергу, включали еколого-морфогенетичні ґрунтові типи.

У класифікації ґрунтів 1977 р. збережено розроблений В. В. Докучаєвим і М. М. Сибірцевим генетичний підхід до номенклатури ґрунтів, в основу якого покладено народні терміни (за забарвленням верхніх горизонтів), а також виділено фаціальні підтипи ґрунтів, які характеризують відмінності в тепловому режимі ґрунтів, і морфологічні зміни у профілі ґрунтів, пов'язані з гідротермічним режимом.

У нових варіантах класифікації ґрунтів здебільшого основою поділу ґрунтів стає оцінка генетичного профілю як сукупності горизонтів, які відображають у своїх властивостях ґрунтові процеси, а не умови та чинники ґрунтотворення, що простежувалось у деяких класифікаційних схемах. Усі нововведення не порушували принципу історичності, який включає спадкоємність, прагнення розвивати позитивні сторони попередніх класифікацій, зберегти їхні розумні традиції та рішення.

У варіанті „Класифікація і діагностика ґрунтів Росії", авторами якої є Л. Л. Шишов, В. Д. Тонконогов, І. І. Лебедєва, М. І. Герасимова (2004), на території Росії виділяють близько 200 типів ґрунтів. Поруч з поділом на типи у цій класифікації ґрунти об'єднано в більші, надтипові, таксономічні групи – відділи, які, своєю чергою, на вищому ієрархічному рівні утворюють стовбур. Виокремлено три стовбури: постлітогенний, синлітогенний, що виділені за відношенням до процесів педо- і літогенезу, а третій – за органогенним профілем. Відділи об'єднують групи залежно від подібності генези і загальних властивостей.

У доповненій, розширеній, переробленій класифікації ґрунтів Росії (2004) значно розширені спектр діагностичних горизонтів за профільно-генетичним принципом. У класифікації збережена традиційна номенклатура ґрунтів (чорноземи, підзоли, буроземи тощо). Друга частина назви стилізована під традиційну номенклатуру (агроземи, стратоземи, агроабраземи тощо). Третя

частина назв ґрунтів слугує синтезом добре відомих наукових назв ґрунтових процесів і властивостей (відділ метаморфізованих альфегумусових, текстурно-диференційованих ґрунтів; підтип: ілювіально-глинистих тощо).

Серед 181-го типу ґрунтів, виділених у класифікації ґрунтів Росії 2004 р., більше половини належать до агротипів, тобто ґрунтів, які змінені під впливом їхнього сільськогосподарського використання.

У класифікації ґрунтів Росії наведена кореляція назв стовбурів, відділів, типів і підтипів з таксонами WRB.

Наприкінці 90-х років XX ст. здебільшого було завершено роботу над новими варіантами міжнародної класифікації ґрунтів, яка отримала назву Міжнародна довідкова база для ґрунтових ресурсів (*The World Reference Base for soil Resourse – WRB*). Система *WRB* – це двоступенева морфогенетична класифікація, в якій критеріями поділу ґрунтів на таксономічні групи повною мірою слугують строго встановлені діагностичні горизонти і властивості. На найвищому рівні виокремлено 30 ґрунтових груп, для найменування яких застосовують терміни з різних мов. Наприклад, засолені ґрунти – це алісолі, ґрунти з потужним гумусовим горизонтам – чорноземи, ґрунти з горизонтом багаторічної мерзлоти – кріосолі.

У реферативній базі світових ресурсів (*WRB*) детально описано діагностичні показники основних властивостей діагностичних горизонтів і подано описи визначення (ключів) реферативних груп ґрунтів і доповнення до їхньої номенклатури у вигляді класифікаторів префіксів і суфіксів.

WRB подає детальний опис усіх реферативних груп ґрунтів світу за схемою: загальна характеристика утворення ґрунтів, географія ґрунтів і їхні національні назви в різних країнах, узагальнений опис ґрунтів, їхнього профілю та особливостей генези, окультурення і використання конкретних груп ґрунтів (табл. 15.1).

Таблиця 15.1

Ґрунтові групи в класифікації Світової бази даних (*WRB*)

№ з/п	Назви груп	Характеристика ґрунтів групи
1	*2*	*3*
1	*Acrisol* (Акрисолі)	Кислі глинисті з малою обмінною ємністю ґрунти тропіків
2	*Albeluvisols* (Альбелювісолі)	Кислі з відбіленим горизонтом (тайгова зона)
3	*Alisols* (Алісолі)	Обмінний алюміній і глина з високою ємністю обміну (тропіки)
4	*Andosols* (Андосолі)	Ґрунти на сучасному вулканічному попелі
5	*Anthrosols* (Антросолі)	Утворені діяльністю людини (оази, рисові системи)

Закінчення табл. 15.1

1	*2*	*3*
6	*Aronosols* (Ареносолі)	Слаборозвинуті піщані
7	*Calcisols* (Кальцісолі)	Вторинні карбонати (Середземномор'я, сухі тропіки)
8	*Combisols* (Комбісолі)	Слаборозвинуті зі зміною забарвлення і структури породи
9	*Chernozems* (Чорноземи)	Потужний гумусовий горизонт, в нижніх горизонтах карбонати кальцію
10	*Cryosols* (Кріосолі)	Ґрунти на віковій мерзлоті
11	*Durisols* (Дурісолі)	Акумуляція вторинного опалу і цементація ним субстрату
12	*Ferrasols* (Ферасолі)	Фералітні тропічні і субтропічні
13	*Fluvisols* (Флювісолі)	Молоді алювіальні
14	*Gleysols* (Глейсолі)	З глейовим горизонтом (лісова зона, вологі субтропіки)
15	*Gypsisols* (Гіпсісолі)	Акумуляція педогенного гіпсу в профілі
16	*Histosols* (Гістосолі)	Торфові, торф'янисті ґрунти і торфовища
17	*Kastanozems* (Каштаноземи)	Каштанові, коричневі і сіро-коричневі
18	*Leptosols* (Лептосолі)	Ранкери, рендзини, малопотужні ґрунти на щільних породах
19	*Lixisols* (Ліксісолі)	Світлі глинисті з низькою обмінною ємністю ґрунти в саванах
20	*Luvisols* (Лювісолі)	Глини, насичені основами
21	*Nitisols* (Нітісолі)	Потужні темно-червоні, бурі, жовті ґрунти в тропіках і субтропіках
22	*Phaeozems* (Феоземи)	Аналог чорноземів у преріях і пампасах
23	*Planosols* (Планосолі)	З відбіленим горизонтом, підстеляється водотривким горизонтом
24	*Plintsols* (Плінтосолі)	Перезволожені ґрунти з незворотно затверділим шаром
25	*Podzols* (Підзоли)	Кислі ґрунти з ілювіальним горизонтом
26	*Regosols* (Регосолі)	Глинисті слаборозвинуті ґрунти на елювії та вулканічному попелі
27	*Solonchaks* (Солончаки)	Засолені ґрунти
28	*Solonetz* (Солонці)	Горизонт *B* насичений Na
29	*Stagnosols* (Стагносолі)	Ґрунти з високим стоянням ґрунтових вод і з відбіленим верхнім горизонтом
30	*Technosols* (Техносолі)	Порушені під впливом промислової діяльності людини
31	*Umbrisols* (Умбрісолі)	Кислі з потужним гумусовим горизонтом
32	*Vertisols* (Вертисолі)	Темнозабарвлені глинисті набухаючі ґрунти

У вирішенні класифікаційної проблематики в національних класифікаціях ґрунтів дискусійними питаннями є: проблема трактування ґрунтових об'єктів, таксономічних одиниць і їхньої ієрархії, номенклатури та діагностики ґрунтових утворень тощо. Кожна національна школа ґрунтознавства будує власну класифікацію, виходячи зі свого історичного досвіду вивчення ґрунтів. Класифікаційні розробки використовують у кожній країні при складанні ґрунтових карт, агровиробничому групуванні, земельно-оціночних розробках (бонітуванні) тощо.

Класифікація ґрунтів України започаткована у 30-х роках XX ст. у зв'язку з необхідністю вирішення конкретних виробничих питань і базувалася на класифікації ґрунтів СРСР. Ґрунтознавці України за методологічну основу використовують генетично-виробничу класифікацію ґрунтів 1977 року.

В Україні розроблено генетичну класифікацію ґрунтів (професор Д. Г. Тихоненко) і генетико-еколого-субстантивну класифікацію ґрунтів (професор М. І. Полупан, В. Б. Соловей, В. А. Величко). Генетична класифікація ґрунтів України об'єднує такі класифікаційні одиниці: царство ґрунтів → відділи ґрунтів → асоціації ґрунтів → сімейство ґрунтів → тип → підтип → рід → вид → відміна → розряд.

Центральне місце в класифікації ґрунтів займає тип. Це об'єднання ґрунтів за походженням, міграцією і акумуляцією речовин. У межах України виділено 32 типи природних ґрунтів, 28 типів природно-антропогенних (орних) ґрунтів і 2 типи техногенних ґрунтів. Номенклатура ґрунтів у класифікації зберігає традиційні підходи до назви ґрунтів (підзоли, чорноземи, буроземи тощо). Частина назв ґрунтів є традиційно стилізованою (іржавоземи, агроземи), а деякі ґрунти названо, виходячи з наукових розробок (лучні, лесивовані ґрунти тощо).

За своєю суттю класифікація ґрунтів професора Д. Г. Тихоненка є еколого-генетико-біогеохімічною. Генетична еколого-субстантивна класифікація ґрунтів України (професор М. І. Полупан, В. Б. Соловей, В. А. Величко) є генетичною параметричною системою функціонально-екологічного розподілу ґрунтових тіл різного походження, детермінованого адекватністю кількісних показників і властивостей та критеріїв умов формування.

Наявність чітких кількісних параметрів, детермінованих умовами та напрямом ґрунтотворення, дала змогу впорядкувати типи ґрунтів за виявленими генетичними спільностями. На відміну від існуючих класифікацій, в яких виділення типів має загальнодекларативний характер з певними рисами суб'єктивізму, перехід на кількісні показники їхнього діагностування зумовив визначену кількість типів і надав класифікаційній системі злагодженості та конкретизації.

Широке відтворення екологічних критеріїв у класифікації зумовило необхідність зміни змісту показників як передумову якісної характеристики ґрунтів. В існуючих розробках екологія представлена на якісному рівні через зональний

принцип диференціації ґрунтів. У межах природних зон кожен тип ґрунтів має свої параметри за зволоженням.

Кожен таксономічний термін у номенклатурі ґрунту містить кількісну інформацію щодо певних його властивостей і екологічних умов їхнього формування, має відповідний еколого-генетичний статус стосовно генетичних властивостей та екологічних умов формування в системі таксономічних одиниць. Номенклатура ґрунтів поруч з обґрунтуванням їхньої генетичної природи доволі вичерпно характеризує агровиробничі якості на підставі природних ресурсів родючості розмежованих ґрунтових тіл.

Для окремих типів ґрунтів України обґрунтовано класифікаційні розробки, а саме: органогенно-гідроморфних (Р. С. Трускавецький), ґрунтів легкого гранулометричного складу (Д. Г. Тихоненко), буроземів (І. М. Гоголєв, В. І. Канівець), зрошуваних ґрунтів (С. А. Балюк, І. М. Гоголєв, Я. М. Біланчин, С. П. Позняк), засолених ґрунтів (А. В. Новікова), чорноземів лісостепової і степової зон (А. П. Травлєєв, І. Я. Папіш) та інші. Цікаві класифікаційні пропозиції представлено у працях С. М. Польчиної, І. Я. Папіша, Г. С. Іванюк, а за окремими типами ґрунтів класифікаційні підходи висвітлено у працях С. П. Позняка, В. І. Михайлюка, М. Г. Кіта, З. П. Паньківа, В. Г. Гаськевича, А. А. Кирильчука, А. І. Кривульченка, Т. С. Ямелинця, М. І. Пшевлоцького, О. Г. Телегуза, Ю. М. Ковальця, Ю. І. Наконечного, В. М. Опоки, О. М. Підкови, П. І. Жанталая, М. Й. Тортика, В. І. Тригуб та інших.

Контрольні запитання і завдання

1. *Що називають класифікацією ґрунтів?*
2. *Назвіть таксономічні одиниці класифікації ґрунтів, дайте їм визначення.*
3. *Охарактеризуйте основні етапи розвитку класифікації ґрунтів.*
4. *Охарактеризуйте ґрунтові групи в класифікації Світової бази даних (WRB).*
5. *Дайте визначення понять „систематика ґрунтів", „номенклатура ґрунтів".*
6. *Охарактеризуйте особливості класифікації ґрунтів України.*
7. *Дайте визначення поняття „тип ґрунту" і які типи ґрунтів Ви знаєте?*
8. *Які критерії послужили основою для міжнародної класифікації ґрунтів (WRB)?*
9. *Охарактеризуйте генетико-еколого-субстантивну класифікацію ґрунтів України.*

Література

1. Боул С. Генезис и классификация почв / С. Боул, Ф. Хоул, Р. Мак-Крекен. – М. : Прогресс, 1997. – 416 с.
2. Классификация и диагностика почв СССР. – М. : Колос, 1977. – 223 с.
3. Классификация почв России. – М., 2000. – 234 с.
4. Классификация почв России / Авт. и сост. Л. Л. Шишов, В. Д. Тонконогов, И. И. Лебедева, М. И. Герасимова. / Смоленск : Ойкумена, 2004. – 342 с.
5. Мировая коррелятивная база почвенных ресурсов: основа для международной классификации и коррекции почв. – М. : Товарищество научных изданий КМК, 2007. – 280 с.
6. Папіш І. Я. Класифікаційна проблема в українському ґрунтознавстві / І. Я. Папіш. – Львів : Вид-во ЛНУ ім. Івана Франка, 2003. – С. 283–289.
7. Полупан М. І. Класифікація ґрунтів України / М. І. Полупан, В. Г. Соловей, В. А. Величко. – К. : Аграрна наука, 2005. – 300 с.
8. Тихоненко Д. Г. Класифікація ґрунтів / Д. Г. Тихоненко. – Харків, 2009. – 56 с.
9. Полевой определитель почв России. – М. : Почвенный институт им. В. В. Докучаева, 2008. – 182 с.
10. Світова реферативна база ґрунтових ресурсів 2006 / [переклад з анг. С. Н. Польчина, В. А. Нікорич]. – Чернівці, 2007. – 200 с.
11. Крупеников И. А. Классификация и систематический список почв Молдавии / И. А. Крупеников, Б. П. Подымов. – Кишинев : Штиинца, 1987. – 158 с.
12. Systematyka gleb polski / Redakcia naukova J. Marcinek, I. komisarek. – Poznań, 2008. – 217 s.

- А -
Аарніо Б. 17
Адамов М. А. 15
Александрова Л. М. 152, 156, 157, 170
Андрущенко Г. О. 23, 25
Антипов-Каратаєв І. М.
Атерберг А. А. 225
Ашкрафт Дж. Л. 210
- Б -
Баєр Р. О. 26, 189
Базилевич Н. І. 47
Балюк С. А. 25, 262
Бараков П. Ф. 15
Бацула О. О. 25, 26, 170
Безуглова О. С. 180
Бекаревич Н. О. 25
Беліцина Г. Д. 93, 146, 240
Бербець М. А. 180
Берендт Г. 13
Бслова Н. А. 25
Біланчин Я. М. 25, 26, 189, 262
Болотов А. Т. 13
Болюх О. І. 23
Борисяк М. Д. 22
Боул С. 263
Бреус Н. М. 25
Бруер Р. 111
Бубер Л. 22
Булигін С. Ю. 26
- В -
Вадюніна А. Ф. 235
Ван Війк 51
Варрон 11
Васильєвська В. Д. 93, 146, 240
Веклич М. Ф. 26
Величко В. А. 25, 93, 116, 261, 263
Вергунов В. А. 26, 28
Веремеснко С. І. 25
Вернадський В. І. 16, 27, 59
Вернандер Н. Б. 23, 24, 28
Вершинін П. В. 111
Веселовський В. К. 13, 21
Виноградов А. П. 145
Висоцький Г. М. 15, 22, 36, 204
Вільямс В. Р. 16, 111, 245
Владиченський О. С. 93
Вознюк С. Т. 25
Войтків П. С. 23
Волобуєв В. Р. 32, 72, 169
Волошин І. М. 25
Волощук М. Д. 26
Вольвач Ф. В. 240
Вольні М. Е. 17
Воробйова Л. А. 180, 189
Воронін А. Д. 210, 217
- Г -
Гаврилюк Ф. Я. 170
Гавриш Н. С. 26
Гамаюнова В. В. 25
Гамкало М. З. 23, 190
Гаськевич В. Г. 25, 262
Гаськевич О. В. 25
Гедройц К. К. 171, 180
Гелевера О. Ф. 23
Гельмонт В. 12
Геннадієв О. М. 93, 146, 180
Герасименко Н. П. 26
Герасимов І. П. 17, 59, 87, 88, 93
Герасимова М. І. 115, 258
Гермашенко В. Г. 240

Геродот 20
Гільгард Є. В. 17, 18
Гільманов Т. Г. 59
Гінг С. 17
Глазовська М. А. 93, 146, 180
Глінка К. Д. 16
Гмелін С. Г. 13
Гнатишин Г. Б. 10
Гоголєв І. М. 23, 25, 26, 27, 189, 254, 262
Годлін М. М. 23, 24
Голубець М. А. 26
Гончаров В. М. 236
Горбунов Н. І. 146, 177, 180
Горін М. О. 25, 248, 249
Городній М. М. 244
Горячкін С. В. 60. 93
Градусов Б. П. 146
Грашко Ю. 17
Гринь Г. С. 23, 24, 25, 95, 115
Грінченко О. М. 23, 24
Грішина Л. О. 93, 146, 160, 170, 240
Гродзинський Д. М. 240
Гроссул-Толстой А. І. 21
Губін С. В. 115

- Д -

Демидієнко О. Я. 26
Дєєва Н. Ф. 218
Джерард А. 59
Джефрей М. 17
Дімо М. О. 15, 22
Дмитрук Ю. М. 26, 180
Дмітрієв Є. А. 59
Добровольський Г. В. 28, 59, 114
Докучаєв В. В. 2, 10, 14, 15, 16, 21, 22, 27, 29, 30, 54, 56, 95, 98, 99, 256, 257, 258
Дояренко А. Г. 16
Дроздов О. А. 35
Дронова Т. Я. 190
Дубовська Н. В. 26
Дурманов Д. Н. 254
Дюшофур Ф. 17, 18, 37, 79, 156

- Е -

Ейхвальд Е. І. 14

- Є -

Єргіна О. І. 26
Єтеревська Л. В. 25

- Ж -

Жанталай П. І. 25

- З -

Забалуєв В. А. 25
Зайдельман Ф. В. 93
Зам'ятченський П. А. 15
Захаров С. О. 15, 95, 108, 111, 112
Зігмонд А. 17, 18
Зінчук М. І. 25
Золотухін В. П. 26
Зонн С. В. 28, 68

- І -

Іванов Б. Г. 36
Іванов Є. А. 240
Іванов І. В. 28
Іванова С. Є. 190
Іванюк Г. С. 25, 169, 262

- Й -

Йєнні Г. 17, 18, 29

- К -

Канаш О. П. 25
Канівець В. І. 26
Караваєва Є. І. 210
Каракаш І. І. 26
Кардашов А. Т. 244
Карманов І. І. 254
Карпачевський Л. О. 59, 146, 180, 210, 218, 235, 244
Картамишев Н. І. 93
Катон Старший 11
Качинський Н. А. 11, 134, 136, 137, 146, 199, 210, 217, 220, 221, 236
Кизяков Ю. Є. 26
Кирильчук А. А. 25, 262
Кирієнко Т. М. 26
Кисіль В. Д. 23, 24
Кисіль В. І. 26, 93, 116

Кіт М. Г. 25, 26, 115, 116, 262
Кларк І. 47, 144
Клепінін Н. К. 22
Клименко С. О. 25
Климович П. В. 25
Ковалець Ю. М. 25
Ковалишин Д. І. 25
Ковда В. А. 17, 31, 32, 60
Козловський Ф. І. 93
Колумелла 11
Кононова М. М. 151, 165, 166. 170
Копецкий І. 17
Копцик Г. Н. 189
Корнблюм Е. А. 115
Корсунов В. М. 60
Корчагіна З. А. 235
Коссович П. С. 16
Костичев П. А. 15
Костяков О. М. 35
Кравков С. П. 16
Красєха Є. Н. 25, 26, 60, 116
Краснов А. М. 15
Кривульченко А. І. 2, 25
Крупеніков І. А. 28, 60, 93, 170, 263
Крупський М. К. 23, 25, 26
Кубісна В. 111
Кудеяров В. Н. 218
Кузьмічов В. П. 116
Кукоба П. К. 25
Куніцкий П. 21

- Л -

Ладних В. І. 25
Лактіонов М. І. 25, 116, 168, 170, 254
Лактіонова Т. М. 25, 235
Лебедєв О. Ф. 193
Лебедєва І. І. 258
Леваковський І. Ф. 22
Левінсон-Лессінг Ф. Ю. 15
Лепехін І. І. 13
Линдіна Т. Є. 116, 235
Лисецький Ф. М. 26
Лисогоров С. Д. 25
Литвак П. В. 244
Лібіх Ю. 12
Лісовий М. В. 25, 248, 249
Ломоносов М. В. 13
Львович М. І. 35

- М -

Мазник Л. В. 26
Мазур Г. А. 25, 26, 254
Макаров Б. Н. 218
Мак-Крекен Р. 263
Манселл А. Н. 108, 109, 110, 115
Марбут К. Ф. 17, 18
Масюк М. Т. 25
Матвіїшина Ж. М. 26
Маттсон С. Е. 17, 19
Махів Г. Г. 23
Медведєв В. В. 25, 26, 111, 116, 168, 210, 217, 235, 236, 253, 254
Михайлов І. С. 115
Михайлюк В. І. 25, 26
Міклашевський С. 17
Мілановський Є. Ю. 170
Мірошниченко М. М. 25
Мітчерліх Е. А. 17, 18
Можейко О. М. 23, 24
Мороз Г. Б. 26
Мургочі Г. М. 17, 18
Мусерович О. 17, 18
Муха В. Д. 25, 93
Муха Д. В. 93

- Н -

Набоких О. Г. 22, 27
Надточій П. П. 240
Назаренко І. І. 26, 244
Наконечний Ю. І. 10, 25, 262
Неуструєв С. С. 15
Нікітін Б. О. 248
Нікітін Є. Д. 59
Ніколаєва І. Н. 218
Нікорич В. А. 263
Новікова А. В. 25, 262
Новосад Н. М. 26

Носко Б. С. 26, 168, 170, 254
- О -
Онойко Ю. Ю. 25
Онока В. М. 26
Орлов Д. С. 152, 155, 160, 168, 169, 170, 180, 189
Отоцький П. В. 15
- П -
Паліссі Б. 12
Паллас Л. С. 13, 14
Паньків З. П. 23, 262
Папіш І. Я. 25, 235, 262, 263
Парфьонова Є. І. 116
Пастернак Л. 49
Пастернак П. С. 23
Пащенко Я. В. 244
Підвальна Г. С. 170
Підгаєвська І. П. 23
Підкова О. М. 25
Пінський Д. Л. 190
Платонова Г. Ю. 25, 215
Пліній 11
Плотнікова Т. А. 170
Погрібний О. О. 26
Подимов Б. П. 263
Позняк С. П. 1, 2, 20, 26, 27, 28, 60, 93, 116, 143, 168, 170, 190, 236, 262
Полинов Б. Б. 17, 22
Полупан М. І. 25, 26, 28, 93, 116, 170, 261, 263
Польчина С. М. 244, 263
Пономарьова В. В. 60, 170
Пранеш Кумар Саха 26
Прасолов Л. І. 17
Пушкаров Н. П. 17, 18
Пшевлоцький М. І. 25
- Р -
Радзій В. Ф. 25
Радіщев О. М. 13
Рамман Є. 17
Рассел Е. 17
Растворова О. Г. 210, 217, 236
Ревут І. Б. 233
Реймерс Н. Ф. 33
Різположенський Р. В. 16
Ріхтгофен Ф. 13
Роде А. А. 28, 60, 87, 88, 93, 116, 146, 197, 201, 204, 210, 217
Родін Л. Є. 47
Розанов Б. Г. 89, 93, 102, 116, 146, 240
Романів П. В. 23
Рупрехт Ф. І. 14, 54
- С -
Садовнікова Н. І. 180, 189, 218
Салюк М. Р. 25
Самбур Г. М. 23, 24
Сафонова О. П. 26
Свидницький Б. П. 25
Світличний О. О. 26
Севергін В. М. 13, 21
Селянінов Г. Т. 35
Сибірцев М. М. 15, 16, 257, 258
Симачинський В. Н. 254
Сіренко Н. О. 26
Сірий А. І. 25
Скворцова Є. Б. 114, 116
Скиба С. 23
Скорина С. А. 23
Слюсарчук І. І. 26
Смага І. С. 23, 244
Смагін А. В. 218
Смагній О. Ф. 244
Смирнов В. Н. 146
Снакін В. В. 210
Соболєв С. С. 23
Соколов І. А. 60, 91, 93
Соколова Т. О. 142, 143, 146, 190
Соколовський О. Н. 22, 24, 27, 98, 180, 248
Соловей В. Б. 25, 93, 116, 261, 263
Сорокіна Н. П. 116
Сташиц С. 21
Стойко С. М. 26
Судніцин І. І. 210
Суханова Н. І. 180, 189
Сухорукова Г. С. 25

- Т -
Танфільєв Г. І. 15, 22
Тарасюк Н. А. 25
Таргульян В. О. 54, 60, 91, 93, 114, 115
Теєр А. 12
Телегуз О. Г. 25, 262
Титова Н. А. 158
Титова Н. І. 26
Тихоненко Д. Г. 2, 26, 249, 262, 263
Тишкевич Г. Л. 23
Толпешта І. І. 190
Тонконогов В. Д. 258
Топольний Ф. П. 23, 25
Тортик М. Й. 25, 262
Травлєєв А. П. 25, 262
Трейц П. 17
Тригуб В. І. 25, 262
Трофімов С. Я. 190, 210
Трускавецький Р. С. 25, 190, 262
Трускавецький С. Р. 26
Туєв Н. А. 170
Тумін Г. М. 15
Туренко А. М. 23
Тутковський П. А. 22
Тюрін І. В. 152, 167, 170
- У -
Убіг Шолте 31
Уітней М. 17
Уранов О. А. 34
- Ф -
Фаллу Ф. 13
Фатєєв А. І. 25, 244
Феофраст 11, 12
Ферсман О. Е. 122, 146
Філіп'єв А. Д. 25
Флоров Н. І. 22
- Х -
Хайданова Д. Д. 218
Хакимов Ф. І. 218
Хенкс Р. Дж. 210
Хітров Н. Б. 94
Хоул Ф. 263
Хохленко Т. Н. 25
- Ц -
Цар В. В. 25
Цибулько В. Г. 25
- Ч -
Чаславський В. І. 13
Чаусова Л. А. 25
Черлінка В. Р. 244
Чесняк Г. Я. 25, 26, 168, 170, 253, 254
Чижиков П. Н. 116
Чижикова Н. П. 116, 146
Чорний С. Г. 25
Чорнобай Ю. М. 23
Чудновський А. Ф. 230
- Ш -
Шатохін А. В. 26
Швебс Г. І. 25, 26
Швецов М. С. 141
Шевченко Є. М. 218
Шевчук М. Й. 26
Шеїн Є. В. 146, 210, 217, 218, 235, 236
Шенякін М. М. 25
Шикула М. К. 25
Шишов Л. Л. 254, 258
Шищенко П. Г. 2, 9
Шлезінг Ю. 17
Шоба С. О. 94, 114, 115
Шпаківська І. М. 23
Шубер П. М. 23
- Щ -
Щукін Є. Д. 236
- Я -
Ямелинець Т. С. 26
Яровенко А.Ф. 23, 24
Ярослав Мудрий 13

НАВЧАЛЬНЕ ВИДАННЯ

ПОЗНЯК Степан Павлович

ҐРУНТОЗНАВСТВО І ГЕОГРАФІЯ ҐРУНТІВ

Підручник

У двох частинах

Частина 1

Затверджено
Міністерством освіти і науки України

Редактор *І.М. Лоїк*
Технічний редактор *С.З. Сеник*
Комп'ютерна верстка *Л.М. Семенович*
Обкладинка *Ф. П. Лукавий*

Формат 70×100/16. Умовн. друк. арк. 21,76+0,16 вкл. Тираж 500 прим. Зам. №М-177

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

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

Видруковано з готових діапозитивів
у книжковій друкарні "Коло".
82100, Львівська обл., м. Дрогобич, вул. Бориславська, 8.

Свідоцтво
суб'єкта видавничої справи серії ДК № 498 від 20.06.2001 р.