

А.М. Польовий

**ФІЗИКА ГЕОСФЕР ЗЕМЛІ: ГРУНТІВ, АТМОСФЕРИ,
ГІДРОСФЕРИ**

Частина I

ФІЗИКА ГРУНТІВ

Одеса
2022

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Одеський державний екологічний університет

А.М. Польовий

**ФІЗИКА ГЕОСФЕР ЗЕМЛІ: ГРУНТІВ, АТМОСФЕРИ,
ГІДРОСФЕРИ**

Частина I

ФІЗИКА ГРУНТІВ

Навчальний посібник

Одеса
Одеський державний екологічний університет
2022

УДК 631.42/.43

П49

Польовий А. М.

П 49 Фізика геосфер землі: ґрунтів, атмосфери, гідросфери. Частина I. Фізика ґрунтів: навчальний посібник. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2022. 119 с. ISBN 978-966-186-215-8

Навчальний посібник містить основні теоретичні положення фізики твердої, рідкої, газоподібної фаз ґрунту та теплофізики ґрунтів. Розглянуто сучасні підходи та методи оцінки фізичних властивостей ґрунтів, ґрунтової вологи та структури ґрунтів. Проаналізовані та описані за допомогою математичного апарату основні закономірності формування водного та теплового балансів ґрунту, руху вологи в ґрунті, руху тепла та газообміну ґрунтів.

Посібник призначено для магістрів спеціальності 103 «Науки про Землю», студентів і аспірантів університетських закладів гідрометеорологічного та екологічного напрямків навчання, для науковців та фахівців, які працюють в галузі сільськогосподарської метеорології, екології, сільського господарства.

Polevoy A.N.

Physics of the earth's geospheres: soils, atmospheres, hydrospheres. Part I. Soil physics: textbook. Odesa : Odessa State Environmental University, 2022. 119 p.

The textbook contains the basic theoretical principles of physics of solid, liquid, gaseous phases of soil and thermophysics of soils. Modern approaches and methods for assessing the physical properties of soils, soil moisture and soil structure are considered. The basic laws of formation of water and heat balance of soil, movement of moisture in soil, movement of heat and gas exchange of soils are analyzed and described by means of the mathematical device.

The manual is intended for masters of 103 "Earth Sciences", students and graduate students of hydrometeorological and environmental fields of study, for scientists and professionals working in the field of agricultural meteorology, ecology, agriculture.

УДК 631.42/.43

Рецензенти:

С. І. Сніжко, д. г. н., професор, завідувач кафедри метеорології та кліматології Київського національного університету імені Тараса Шевченка;

Н.С. Лобода, д. г. н., професор завідувач кафедри гідроекології та водних досліджень Одеського державного екологічного університету.

*Затвердження вченою радою Одеського державного екологічного університету
Міністерства освіти і науки України для здобувачів вищої освіти за спеціальністю
103 «Науки про Землю» (протокол №6 від 30.06.2022 р.)*

ISBN 978-966-186-215-8

© Польовий А.М., 2022

© Одеський державний екологічний університет, 2022

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА.....	4
ВСТУП.....	6
1 ОСОБЛИВОСТІ ҐРУНТУ ЯК ПРИРОДНОГО ТІЛА.....	8
1.1 Гранулометричний склад ґрунтів та ґрунтотворних порід...	8
1.2 Основні фази ґрунту.....	12
1.3 Відношення між обсягами та масами твердої, рідкої та газової фаз ґрунту.....	13
1.4 Міжфазні поверхні поділу у ґрунті.....	18
1.5 Утворення структури ґрунту.....	18
2 ФІЗИЧНІ ТА ФІЗИКО-МЕХАНІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ.....	26
2.1 Загальні фізичні властивості ґрунту.....	26
2.1.1 Щільність (об'ємна маса) ґрунту.....	27
2.1.2 Пористість ґрунтів.....	28
2.2 Фізико-механічні властивості ґрунтів.....	31
3 РІДКА ФАЗА ҐРУНТУ.....	37
3.1 Властивості ґрунтової вологи.....	37
3.2 Потенціали ґрунтової вологи.....	42
3.3 Механізми пересування вологи у ґрунті	48
3.4 Рух вологи у насиченому вологою ґрунті.....	50
3.5 Рух вологи у ненасиченому вологою ґрунті.....	52
3.6 Рух пароподібної води у ґрунті.....	56
3.7 Агрогідрологічні властивості ґрунту.....	58
3.8 Запаси продуктивної вологи у ґрунті.....	63
3.9 Водний баланс ґрунту.....	66
4 ГАЗОВА ФАЗА ҐРУНТУ.....	74
4.1 Форми ґрунтового повітря.....	74
4.2 Повітряно-фізичні властивості ґрунту.....	75
4.3 Дифузійне перенесення газів у ґрунті.....	76
4.4 Повітряний режим ґрунту.....	78
4.5 Просторові та часові закономірності вмісту CO ₂ у ґрунті....	81
5 ТЕПЛОФІЗИКА ҐРУНТІВ.....	86
5.1 Радіаційний баланс.....	87
5.2 Тепловий баланс.....	89
5.3 Тепловий баланс рослинного покриву та його складові.....	92
5.4 Добовий і вегетаційний хід складових теплового балансу РП за експериментальними даними.....	95
5.5 Теплообмін у ґрунті.....	100
5.6 Температурне поле у ґрунті.....	106
Список літератури.....	116
Предметний покажчик.....	117

ПЕРЕДМОВА

Навчальний посібник «Фізика ґрунтів» створено на основі курсів з «Сільськогосподарської метеорології» та «Моделювання гідрометеорологічного режиму та продуктивності агроecosystem», які автор читав для студентів та магістрів Одеського державного екологічного університету починаючи з 1991 року, враховано також окремі розділи створеного автором із співавторами підручника «Ґрунтознавство». У навчальному посібнику автор намагався відобразити класичні положення, теорії, гіпотези, підходи та методи фундаментальної фізики ґрунтів, орієнтувався та використовував кращі навчальні матеріали з фізики ґрунтів, перелік яких надається у списку використаних літературних джерел.

Ґрунт являє з себе надзвичайно особливе природне утворення, для якого притаманні особлива будова, склад та властивості. Ґрунтоутворний процес впливає на організацію, впорядкування та диференціацію твердої частини ґрунту, визначає склад ґрунтового розчину та обумовлює особливості ґрунту як природного фізичного тіла. Тому фізику ґрунтів і слід розглядати як одну із ґрунтових дисциплін.

Ґрунт як фізичне тіло підпорядковується законам фізики, зокрема фізики дисперсних систем, і при їх дослідженні використовують як сучасні фізичні методи, так і сучасні фізичні теорії, які спираються на відповідний математичний апарат. Істотну допомогу щодо кількісного опису фізичних процесів, що відбуваються у ґрунтах надає імітаційне математичне і фізичне моделювання.

Навчальний посібник «Фізика ґрунтів» структурно поділено на п'ять частин.

В першій частині розглядаються особливості ґрунту як фізичного тіла: гранулометричний склад ґрунтів, їх основні фази та співвідношення між ними, міжфазні поверхні розділу та утворення структури ґрунту. Друга частина присвячена фізичним та фізико-механічним властивостям ґрунтів. Третя та четверта частини охоплюють детальний опис процесів, які відбуваються в рідкій та газовій фазах ґрунту. Особлива увага приділена питанням руху вологи у ґрунті та формування запасів продуктивної вологи у ґрунті. У п'ятій частині розглядаються питання теплофізики ґрунтів: радіаційного та теплового балансів, часової мінливості їх складових, теплообміну у ґрунті та формування температурного поля у ґрунті.

Навчальний посібник «Фізика ґрунтів» є першою частиною більш загальної дисципліни «Фізика геосфер Землі», яка призначена магістрам спеціальності 103 «Науки про Землю».

Посібник може бути також корисний для студентів і аспірантів географічних і біологічних факультетів університетів, агрономічних факультетів сільськогосподарських інститутів і технікумів, а також фахівців, які працюють в області сільськогосподарської метеорології,

агроекології і загальної екології, біології, географії і сільського господарства.

Як і усі видані раніше мною книги цей підручник значною мірою зобов'язаний своєю появою Л.І. Польовій, її схваленню, підтримці та активній допомозі на всіх етапах підготовки підручника: від обговорення його структури і змісту до комп'ютерного набору рукопису та оформлення ілюстрацій.

Висловлюю також щирі подяки О.А. Барсуковій за підготовку матеріалів для рукопису.

ВСТУП

Фізика ґрунтів - це область ґрунтознавства, що вивчає фізичні властивості ґрунтів і фізичні процеси, що проходять в них.

В сучасному ґрунтознавстві ґрунт визначається як складна поліфункціональна і полікомпонентна відкрита багатофазна структурна система в поверхневому шарі вивітрювання гірських порід, яка є комплексною функцією гірської породи, організмів, клімату, рельєфу та часу і наділена специфічною властивістю- родючістю.

Ґрунт складають окремі частини, між якими утворюються порожнечі, або пори, в яких знаходиться ґрунтовий розчин і ґрантове повітря.

Співвідношення між обсягами, що займаються в ґрунті твердою частиною, рідиною та газами, визначається розміром, формами і способами упаковки ґрунтових частинок та їх агрегатів. Все це впливає на фізичний стан і переміщення ґрунтового розчину і елементів живлення рослин, а також на енергетику та переміщення води – основного компонента ґрунту, необхідного для росту рослин.

Це співвідношення впливає на аерацію ґрунту, тобто надходження необхідного для кореневої системи рослин кисню та видалення вуглекислоти; визначає теплові характеристики ґрунту (теплоємність, теплопровідність, температуропровідність ґрунту) і, отже, впливає на акумуляцію і поширення теплоти в ґрунті, що надає значний вплив як на зростання та розвиток рослин, так і на фізичні та хімічні процеси, що протікають у ґрунті.

Взаємодія твердої та рідкої частин ґрунту обумовлює механічні та реологічні властивості ґрунтів, тісно пов'язані з технологічними операціями з обробки ґрунтів та догляду за посівами та що впливають на поширення коренів рослин.

Тверда частина ґрунту служить його основою, або матрицею. Тому вивчення структури цієї основи ґрунтів, її складу та властивостей (розподіл складових її частинок за розмірами, їх мінералогічний склад; умови їх агрегування; величина та властивості їх поверхонь розділу), її взаємодії з ґрунтовим розчином — одна з основних задач фізики ґрунтів.

Як природне фізичне тіло ґрунт тісно пов'язаний із складом і походженням материнської породи та з умовами зовнішнього середовища (з кліматом, рельєфом, рослинністю), тобто з факторами ґрунтоутворення, які визначають особливості формування ґрунтового профілю, що складається з генетичних горизонтів, що є причиною виникнення вертикальної анізотропії, і зумовлюють латеральну просторову мінливість фізичних властивостей ґрунтів. З умовами зовнішнього середовища пов'язані зміни вмісту води та повітря у ґрунтах, приплив тепла у ґрунти або його відтік, коливання температури ґрунтів.

Радіаційний, тепловий, водний і повітряний режими ґрунтів обумовлюється впливом факторів довкілля. Вони спричиняють переміщення води в ґрунті у вертикальному і горизонтальному напрямках. Фактори зовнішнього середовища обумовлюють радіаційний, тепловий, водний і повітряний режими ґрунтів та спричиняють переміщення води. На характер і швидкість поширення води, повітря, тепла у ґрунтах істотно впливають будова ґрунтового профілю, ступінь виразності вертикальної анізотропії. Тому істотне місце у фізиці ґрунту приділено питанням проникнення та поширення води та повітря в ґрунтах (інфільтрація, водопроникність, водопідйомна здатність ґрунтів, повітропроникність), водного, теплового та повітряного режимів.

Фізичні властивості орних ґрунтів – це один з найважливіших факторів їх родючості. Контроль змін фізичних параметрів, які відображають зміни фізичних процесів ґрунту, є необхідним елементом моніторингу з метою оцінки стану земель і визначення найбільш ефективних прийомів їх збереження і підвищення родючості.

Характеристика ґрунту як фізичного тіла є важливою складовою частиною теоретичного обґрунтування всіх основних прийомів землеробства та сільськогосподарської меліорації, оскільки їхнім головним завданням є насамперед покращення стану фізичних умов у ґрунтах, їхнє пристосування до потреб культурних рослин. У практиці сільського господарства часто недооцінюють важливість фізичних умов ґрунту і родючість його пов'язують головним чином з наявністю поживних елементів. Але часто несприятливі фізичні чинники (посуха, ущільнення ґрунту великогабаритною технікою, ґрунтова кірка, розпиленість ґрунту, недостатні аерація чи теплозабезпеченість тощо) лімітують урожай жорсткіше, ніж нестача цих елементів. Тільки оптимальні фізичні умови, що поєднуються з достатньою кількістю елементів живлення рослин, забезпечують максимальну продуктивність агрофітоценозів.

Поліпшення фізичних і фізико-технологічних властивостей, розробка заходів по їх спрямованого регулювання - необхідна умова для вирішення проблеми підвищення родючості ґрунтів

1. ОСОБЛИВОСТІ ҐРУНТУ ЯК ПРИРОДНОГО ТІЛА

1.1. Гранулометричний склад ґрунтів та ґрунтоутворних порід

Ґрунт складається з твердої, рідкої та газоподібної фаз. Основою всіх специфічних особливостей ґрунту, як середовища для росту і розвитку рослин, тваринного світу, що мешкає у ньому, є його тверда фаза. Тверда частина ґрунту не інертна, вона змінюється під впливом зовнішніх умов, живе та розвивається в часі. До її складу входять уламки гірських порід і мінералів різного ступеню роздроблення, органічні речовини (живі та відмерлі) з різним ступенем розкладу, які перебувають у тісній фізичній, хімічній та біологічній взаємодії з мінеральною частиною ґрунту.

Різний ступінь роздроблення речовин твердої фази ґрунту називається його дисперсністю. Який би ґрунт ми не взяли, він завжди складається з елементарних ґрунтових частинок (ЕҐЧ) самих різних розмірів і, таким чином, за своєю природою полідисперсний.

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

ЕҐЧ можуть мати будь-яку геометричну форму: шар, куб, призма тощо. Умовно форму їх приймають за кулеподібну, враховуючи так званий *ефективний діаметр*. Механічні частинки приблизно однакового діаметру об'єднують у фракції, оскільки вони володіють подібними властивостями. Групування частинок за розміром називається *класифікацією гранулометричних елементів*.

Гранулометричним складом ґрунту називають відносний за масою вміст груп частинок або фракцій ґрунту різної величини, вираженої у відсотках до загальної маси абсолютно сухого ґрунту.

Гранулометричний склад переважної більшості ґрунтів приблизно на 90 % представлений елементарними ґрунтовими частинками мінеральної природи.

В нашій країні найбільш поширеною є класифікація проф. М.А. Качинського (табл. 1.1)

Крім того, М.М. Сибірцев усі механічні елементи ґрунту поділив на дві групи фракцій: *фізичний пісок* ($>0,01$ мм) і *фізичну глину* ($<0,01$ мм), відокремивши в складі ЕҐЧ скелет (часточки крупніші 1 мм) і дрібнозем (менші 1 мм).

Кожна фракція володіє певними характерними властивостями, по різному впливає на властивості ґрунтів, що пояснюється неоднаковим

мінералогічним і хімічним складом, фізичними та фізико-хімічними її властивостями.

Таблиця 1.1 – Класифікація гранулометричних елементів ґрунтів та порід (за М.А. Качинським)

Гранулометричні елементи	Розмір елементів в мм	Гранулометричні елементи	Розмір елементів в мм
Каміння	>3	Пил крупний	0,05–0,01
Гравій	3–1	Пил середній	0,01–0,005
Пісок крупний	1–0,5	Пил дрібний	0,005–0,001
Пісок середній	0,5–0,25	Мул грубий	0,001–0,0005
Пісок дрібний	0,25–0,05	Мул тонкий	0,0005–0,0001
		Колоїди	< 0,0001

Фракція **каміння** представлена переважно уламками гірських порід. Каменястість – явище незадовільне, оскільки наявність у ґрунті значної кількості включень літогенного походження призводить до збільшення енергетичних затрат ґрунтової біоти на їх огинання при рості або русі, а також до ускладнення його обробітку та прискорення зношення сільськогосподарських знарядь. За ступенем каменястості ґрунти поділяють на *некам'янисті* – вміст каміння не перевищує 0,5 %, *слабокам'янисті* – 0,5–5 %, *середньокам'янисті* – 5–10 %, *сильнокам'янисті* – понад 10 %. За типом каменястості ґрунти можуть бути валунні, галечникові та щебенюваті.

Гравій – складається з уламків первинних мінералів. Високий вміст гравію в ґрунтах не впливає на обробіток, але створює несприятливі властивості, такі як низька вологомісткість, провальна водопроникність і відсутність водопідйомної здатності.

Піщана фракція – складається з уламків первинних мінералів, перш за все кварцу та польових шпатів. Ця фракція володіє високою водопроникністю, не набухає, не пластична, а також володіє деякою вологоємністю та капілярністю. На ґрунтах із великим вмістом цієї фракції та за інших сприятливих умов добре розвивається фітоценоз з підвищеною вимогливістю до повітряного та теплового режимів, зокрема непогані урожаї дає картопля.

Крупнопилувата фракція мало чим відрізняється від піску, тому її властивості дуже схожі.

Проте **середньопилувата** фракція збагачена слюдами, що значно підвищує пластичність і зв'язність. Середній пил більш дисперсний, ліпше утримує вологу але має слабку водопроникність, нездатний до коагуляції та не бере участі у структуроутворенні і фізико-хімічних ґрунтових процесах. Як наслідок, ґрунти, збагачені цими фракціями, будуть володіти відповідними властивостями.

Пил дрібний – досить високодисперсна фракція, що складається з первинних і вторинних мінералів. Здатна до коагуляції, бере участь у структуроутворенні, володіє поглинальною здатністю, містить значну кількість гумусових речовин. Велика кількість неагрегованого дрібного пилу в ґрунтах спричиняє такі негативні властивості, як низька водопроникність, значна кількість недоступної вологи, висока здатність до набухання й усадки, липкість, тріщинуватість, висока щільність складення.

Мул складається переважно з високодисперсних вторинних мінералів. З первинних подекуди зустрічаються кварц, ортоклаз, мусковіт. Муліста фракція займає провідне місце у формуванні фізико-хімічних властивостей ґрунтів. Мул містить значну кількість гумусу та елементів живлення для рослин. Ця фракція відіграє провідну роль у структуроутворенні. Володіє високою ємністю поглинання та коагуляційною здатністю. Проте надвисокий вміст мулу в ґрунтах є причиною погіршення їхніх фізичних властивостей.

Колоїдна частина – найважливіша з точки зору формування обмінних властивостей та структури ґрунту.

В основу розподілу гранулометричних фракцій покладена головним чином різниця водно-фізичних властивостей частинок певного розміру. Так, кам'яниста частина ґрунту, або скелет ґрунту, не здатна утримувати вологу, яка проникає крізь неї, а також підіймати її знизу догори. Пісок (1 – 0,05 мм) характеризується лише дуже слабкою водоутримувальною і водопідйомною здатністю. Пил (0,05–0,001 мм) дуже добре утримує воду і добре підіймає воду. В пиловатих ґрунтах вода по капілярах може підійматися вгору на 4–5 м від рівня ґрунтових вод. У мулі (<0,001 мм) погана водопровідність та менша, ніж у пиловатих частинок, водопідйомна здатність, так як капілярні проміжки між частинками мулу дуже малі, а при зволоженні вони ще більш зменшуються за рахунок утворення навколо кожної частинки плівки води, яка утримується силами молекулярного притягання. У вологому стані фракція мулу сильно набрякає, а при висиханні – стискується.

При зміні величини гранулометричних фракцій ґрунту змінюється і їхній хімічний склад. Вивчення хімічних аналізів окремих фракцій показує, що з подібненням в процесі вивітрювання ґрунтоутворювальних порід співвідношення різних хімічних компонентів змінюється.

Чим крупніше гранулометрична фракція, тим більше у ній таких інертних сполук, як кремнекислоти; більш дрібні частинки ґрунту збагачуються оксидами заліза та алюмінію; в тонких фракціях збільшується кількість калію, фосфатної кислоти та інших елементів живлення рослин, в тому числі й мікроелементів.

Мулісті фракції багаті гумусом і характеризуються сприятливими вбирними властивостями.

Отже, камениста частина ґрунтів, пісок, пил та мул відрізняються одне від одного не тільки за фізичними властивостями, але й за хімічним складом. Тому виділення різних фракцій, визначення їх кількісного складу в ґрунті представляють подвійну цікавість: для наступного гранулометричного складу і мінералогічного аналізу.

В основу сучасних наукових визначень гранулометричного складу ґрунту лягла головним чином двочленна класифікація, встановлена М.М. Сибірцевим і удосконалена М.А. Качинським, яка побудована на співвідношенні фізичної глини (частинки менше 0,01 мм) і додатково враховуються переважаючі гранулометричні фракції: піщана (1–0,05 мм), крупнопилувата (0,05–0,01 мм), пилувата (0,01–0,001 мм) та фракцій мулу (< 0,001 мм) (табл. 1.2).

Таблиця 1.2 – Класифікація ґрунтів і порід за гранулометричним складом

Вміст фізичної глини (частинки < 0,01мм), %			Коротка назва за гранулометричним складом
Ґрунти підзолистого типу ґрунтоутворення	Ґрунти степового типу ґрунтоутворення	Солончаки і сильно солонцюваті ґрунти	
0 – 5	0 – 5	0 – 5	Пісок пухкий
5 – 10	5 – 10	5 – 10	Пісок зв'язаний
10 – 20	10 – 20	10 – 15	Супісок
20 – 30	20 – 30	15 – 20	Суглинок легкий
30 – 40	30 – 45	20 – 30	Суглинок середній
40 – 50	45 – 60	30 – 40	Суглинок важкий
50 – 65	60 – 75	40 – 50	Глина легка
65 – 80	75 – 85	50 – 65	Глина середня
> 80	> 85	> 65	Глина важка

Користуючись цією класифікацією, можна давати як коротке так і більш повне визначення гранулометричного складу ґрунту. Коротке визначення проводиться за шкалою, яка наведена в таблиці де враховується вміст фізичної глини, або фізичного піску.

Фізичний пісок (частинки > 0,01мм) буде складати різницю між 100 % і вмістом фізичної глини (частинки < 0,01 мм). Суглинок важкого ґрунту степового типу складає: $100 \% - (45-60 \%) = 55-40 \%$.

Якщо потрібно дати більш повну характеристику гранулометричного складу, то спочатку проводиться розподіл фракцій за співвідношенням фізичної глини і фізичного піску (двочленна класифікація), а потім додаються переважаючі фракції. Наприклад, якщо чорнозем південний має фізичної глини 60 %, мулу 32 %, пилу середнього і дрібного – 28 %, пилу крупного – 23 %, піску – 17 %, то за кількістю фізичної глини цей чорнозем

відноситься до важкого суглинку: першою основною фракцією в ньому буде мул, другою – пил (середній і дрібний), третьою – крупний пил, четвертою – пісок.

Отже повна назва різновиду даного ґрунту за гранулометричним складом буде чорнозем південний важко суглинковий пилувато-мулистий. Як видно з прикладу, при детальному визначенні гранулометричного складу виділяються дві фракції – переважаюча і супутня: переважаюча фракція ставиться на останньому місці. В нашому прикладі – фракція мулу. Цим підкреслюється її визначне значення.

Скелетну частину ґрунту (кам'янистість) класифікують залежно від кількості в ґрунті фракцій > 3мм (табл. 1.3).

Таблиця 1.3 – Класифікація кам'янистості ґрунтів (за М.А. Качинським)

Частинки > 3 мм, %	Ступінь кам'янистості ґрунту	Тип кам'янистості
< 0,5	Некам'янистий	Встановлюються за характером скелетної частини
0,5 – 5	Слабо-кам'янистий	Встановлюються за характером скелетної частини
5 – 10	Середньо-кам'янистий	Ґрунти можуть бути валунні, галькові, щебеневі
> 10	Сильно-кам'янистий	Ґрунти можуть бути валунні, галькові, щебеневі

Класифікація складена з врахуванням генетичної природи ґрунтів та здатності їх глинистої фракції до агрегування, що залежить від вмісту гумусу, складу обмінних катіонів, мінералогічного складу. Чим вища ця властивість, тим менше проявляються глинисті властивості при однаковому вмісті фізичної глини. Тому степові ґрунти, червоноземи та жовтоземи, як більш структурні, переходять у категорію більш важких при вищому вмісті фізичної глини, ніж солонці та ґрунти підзолистого типу.

Кожний тип ґрунту характеризується своїм специфічним профільним розподілом фракцій, особливо тонкодисперсних. Наприклад, у підзолистих, дерново-підзолистих ґрунтів, солонців – елювіально-ілювіальний тип розподілу; у чорноземів, дернових ґрунтів – рівномірно-акумулятивний тощо.

1.2. Основні фази ґрунту

Склад ґрунтів. До складу ґрунтів входять чотири фази: тверда, рідка, газоподібна і жива.

Тверда фаза складається з наступних речовин: 1) первинні уламкові мінерали – кварц, плагіоклази, піроксени, лімоніт і ін.; 2) вторинні глинисті

мінерали шаруваті – каолінит, іліт, вермикулит, монтморилоніт і нешаруваті – гідрослюди, аргіліт та ін.; 3) гелі гідратів окислів алюмінію, заліза і кремнекислоти (у кислих ґрунтах); 4) гумусові речовини (гумінові кислоти, фульвокислоти); 5) нерозкладні відмерлі рослинні і тваринні залишки.

Рідка фаза представлена ґрунтовою водою з розчиненою у ній речовиною у формі колоїдів, молекул і іонів.

Газоподібна фаза складається з повітря, що містить кисень у кількості більше 18 %, азот – близько 79 %, вуглекислоту – до 3 %, пари води та інші компоненти.

Жива фаза містить у собі мікроорганізми, хробаків, комах, молюсків, хребетних тварин, які живуть у ґрунті (гризунів, кротів, ховрашків та ін.).

Тверді частинки різних розмірів і форм утворюють кістяк ґрунту. Між цими частками знаходяться сполучені між собою пори, які розрізняються за розміром і формою. В абсолютно сухому ґрунті всі пори заповнені повітрям, а в повністю насиченому ґрунті весь поровий простір займає вода (ґрунтовий розчин). Сільськогосподарські ґрунти рідко, якщо взагалі коли-небудь, знаходяться в одному з цих екстремальних станів.

Фізичні властивості ґрунту, включаючи здатність акумулювати вологу, великою мірою залежать від того, яка частка загального обсягу ґрунту зайнята твердою речовиною, а яку його частину становить поровий простір.

З точки зору росту і розвитку рослин вкрай важливо знати, яку частину порового простору займає вода і яку – повітря (рис.1.1).

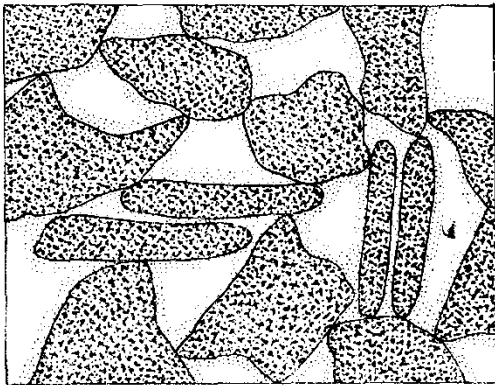


Рисунок 1.1 – Схема ґрунту в розрізі, що показує тверді частинки ґрунту (темні), плівку води (світла) і обсяг, заповнений повітрям (білий) (за Хэнке Р.Дж., Ашкрофт Дж.Л., 1985).

1.3. Відношення між обсягами та масами твердої, рідкої та газової фаз ґрунту

Висока дисперсність твердої фази обумовлює утворення великих поверхонь розділення між твердою, рідкою, газоподібною і живою фазами.

Питома поверхня ґрунтів. Ступінь роздробленості ґрунтової маси, або її *дисперсність*, можна характеризувати розмірами ґрунтових часток і величинами їхньої поверхні й об'єму. Розрізняють два види дисперсності

грунтової маси: первинну і структурну. Під *первинною дисперсністю* розуміють розподіл первинних ґрунтових часток за розміром або механічний склад ґрунтів.

Первинні механічні частки за певних умов можуть зліплюватися, склеюватися, згортатися (коагулювати) і утворювати вторинні частки або агрегати. Розподіл агрегатів за їхніми розмірами називають *вторинною* або *структурною дисперсністю*, або *агрегатним складом ґрунтів*.

Мірою поверхні ґрунтових часток є величина, яка названа *питомою поверхнею*. Ця величина визначається як площа сумарної поверхні дисперсного матеріалу, що приходить на одиницю маси або об'єму ґрунту; одиниці вимірювання – $\text{см}^2/\text{г}$, $\text{см}^2/\text{см}^3$.

При зіткненні ґрунтових часток і агрегатів утворюється система пор, у яких розміщується ґрунтова волога. *Ґрунтова пористість* представляє собою сукупність порожнеч різних форм і розмірів, які з'єднуються між собою в різних напрямках проходами, більш вузькими, ніж поперечники самих порожнеч. Вона складається з пор, що є між окремими елементарними частками ґрунту, і з пор усередині агрегатів (внутрішньо-агрегатна пористість) і між ними (міжагрегатна пористість).

Співвідношення між об'ємами і масами твердої, рідкої і газоподібної фаз ґрунту визначають фізичні умови прояву *ґрунтової родючості*. Ідеальні умови складаються, коли об'єм твердої фази ґрунту складає 50 %, а рідкої і газової – по 25 %.

Співвідношення між об'ємами і масами ґрунтових складових дозволяють визначити основні параметри, які характеризують фізичні властивості ґрунту.

Маса твердої фази ґрунтів m_s в одиниця об'єму твердої фази V_s характеризує *щільність твердої фази ґрунту* ρ_s

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s}. \quad (1.1)$$

Одиниці вимірювання щільності в системі СІ – кілограм на кубічний метр ($\text{кг}/\text{м}^3$) або грам на кубічний сантиметр ($\text{г}/\text{см}^3$).

Подібно щільності твердої фази ґрунту визначають щільність рідкої фази ρ_l і щільність газової фази ρ_a .

Маса твердої фази ґрунту m_s в одиниці загального об'єму ґрунту, тобто об'єму твердої частини і пор разом V_t , характеризує *щільність складання сухого ґрунту* ρ_b

$$\rho_b = \frac{m_s}{V_t}. \quad (1.2)$$

Іноді щільність складання сухого ґрунту невдало називають «об'ємною масою». Цей термін виник в результаті автоматичної заміни поняття «вага»

на поняття «маса». Раніше щільність складання сухого ґрунту називали *об'ємною вагою* або *питомою вагою кістяка ґрунту*.

Очевидно, що ρ_b завжди менше, ніж ρ_s , і якщо пори складають половину об'єму, то і ρ_b складе половину від ρ_s .

Щільність складання сухого ґрунту залежить від структури ґрунту, тобто його пухкості або ущільненості, від процесів набрякання і стиснення пов'язаних з вологістю ґрунту. Однак навіть у дуже ущільнених ґрунтах щільність складання сухого ґрунту залишається помітно нижче щільності твердої фази ґрунту, тому що частки ніколи не упаковуються зовсім щільно і завжди залишаються пори.

Загальна маса сирого ґрунту m_t в одиниці загального об'єму ґрунту V_t характеризує *загальну щільність ґрунту* ρ_t або щільність сирого ґрунту

$$\rho_t = \frac{m_t}{V_t} = \frac{m_s + m_l}{V_s + V_a + V_l}, \quad (1.3)$$

де m_l – маса рідкої фази;

V_a – об'єм пор;

V_l – об'єм рідкої фази.

Загальна щільність ґрунту значно сильніше залежить від вологості в порівнянні зі щільністю складання сухого ґрунту. У деяких випадках як показник ступеня пухкості або щільності ґрунту зручно використовувати питомий об'єм сухого ґрунту \bar{V}_b , тобто об'єм одиниці маси сухого ґрунту

$$\bar{V}_b = \frac{V_t}{m_s} = \frac{1}{\rho_b}. \quad (1.4)$$

Відношення об'єму пор V_f до загального об'єму ґрунту V_t називають *загальною пористістю ґрунту* ε

$$\varepsilon = \frac{V_f}{V_t} = \frac{V_t - V_s}{V_t}. \quad (1.5)$$

Підставивши в (1.5) замість V_t і V_s їхні значення (1.1) і (1.2), отримаємо

$$\varepsilon = \frac{m_s / \rho_b - m_s / \rho_s}{m_s / \rho_b} = \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_s} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}. \quad (1.6)$$

Загальну пористість виражають або в частках, як це виходить з (1.5), або у відсотках, помноживши (1.5) на 100.

Відношення об'єму пор, зайнятих повітрям ($V_f - V_l$), до загального об'єму пор V_f називають *пористістю аерації* або *повітроносною пористістю* ε_a

$$\varepsilon_a = \frac{V_f - V_l}{V_f}. \quad (1.7)$$

Аналогічним чином можна вивести *коефіцієнт пористості* e – відношення об'єму пор V_f до об'єму твердої фази V_s , а не до загального об'єму ґрунту

$$e = \frac{V_f}{V_s} = \frac{V_t - V_s}{V_s} = \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_b}. \quad (1.8)$$

Перевага цього показника перед попереднім (ε) полягає в тому, що зі зміною об'єму пор змінюється тільки чисельник, у той час як при розрахунку пористості змінюються і чисельник, і знаменник. Звичайно величина e змінюється від 0,3 до 2.

Відношення маси рідкої фази m_l , основну частину якої складає вода, до маси твердої фази ґрунту m_s характеризує *масову вологість ґрунту* W , яку часто називають *ваговою вологістю*.

$$W = m_l / m_s. \quad (1.9)$$

Масову вологість іноді виражають у частках, але частіше у відсотках, помноживши (1.9) на 100 (Рис. 1.2).



Рисунок 1.2 – Всі тверді частинки в кубі з ребром D площею грані А стиснуті в шар товщиною c ; ґрунтовий розчин і ґрунтове повітря d , також розділені для порівняння, займають шари товщиною відповідно b і a (за Хэнке Р.Дж., Ашкрофт Дж.Л., 1985).

Відношення об'єму рідкої фази V_l до загального об'єму ґрунту V_t називають *об'ємною вологістю ґрунту* θ і виражають як у відсотках, так і в частках:

$$\theta = V_l / V_t. \quad (1.10)$$

Використання об'ємної вологості в порівнянні з масовою в деяких випадках зручніше, оскільки вона безпосередньо застосовується в розрахунках потоків води, кількостей добавленої в ґрунт води при зрошенні або від дощу та вилученої з ґрунту при випаровуванні, транспірації або дренажі.

Об'ємна вологість зв'язана з масою наступними співвідношеннями

$$\theta = \frac{W\rho_b}{\rho_l} = W\rho_b, \quad (1.11)$$

тому що $\rho_l \approx 1$.

Це співвідношення визначається шляхом заміни в (1.10) V_l і V_t на їхні значення, виведені аналогічно (1.3) і (1.4)

$$\theta = \frac{V_l}{V_t} = \frac{m_l}{\rho_l} \cdot \frac{\rho_b}{m_s} = \frac{W\rho_b}{\rho_l}. \quad (1.12)$$

Аналогічно можна по об'ємній вологості визначити масову вологість

$$W = \frac{\theta\rho_l}{\rho_b}. \quad (1.13)$$

У багатьох випадках буває корисним виразити вологість в абсолютних величинах, у вигляді *запасів води*, зручніше за все в міліметрах водяного шару (W , мм), тому що величини, які отримані при цьому, легко порівняти з кількістю опадів

$$W = \frac{W\rho_b h}{10}, \quad (1.14)$$

де h – товщина даного шару ґрунту, см;

ρ_b – щільність складання сухого ґрунту, г/см³;

W – масова вологість ґрунту.

Помноживши (1.14) на 10, одержимо запас води W в м³/га, широко використовуваний у меліоративній практиці

$$W = W\rho_b h. \quad (1.15)$$

1.4. Міжфазні поверхні поділу у ґрунті

Найважливішим наслідком дисперсності поряд із пористістю є наявність у ґрунтів міжфазних поверхонь розділу. Дисперсність означає роздробленість, а подрібнення речовини призводить до збільшення поверхні. У цьому легко переконатися, звернувшись до відомого прикладу дроблення кубика. Деяка кількість речовини у вигляді кубика 1 см^3 має загальну поверхню 6 см^2 , але та сама кількість речовини у вигляді кубиків в 1 мкм^3 матиме загальну поверхню $60\,000 \text{ см}^2$. Таким чином, питома поверхня речовини, тобто сумарна поверхня частинок в 1 см^3 або припадає на 1 г речовини, різко зростає зі збільшенням дисперсності.

Міжфазні поверхні можуть існувати лише за наявності в системі рідкої або твердої фаз. Саме вони визначають форму і будову поверхневого шару – перехідної області від однієї фази до іншої. Властивості поверхні безпосередньо пов'язані з об'ємною структурою рідких та твердих фаз. У зв'язку з тим, що вода є одним з основних компонентів ґрунту, будемо надалі розглядати у всіх міжфазних взаємодіях як рідку фазу воду. Поверхневий шар рідкої води внаслідок рухливості її молекул в обсязі, а також в результаті процесів випаровування і конденсації, що постійно протікають, знаходяться в безперервному оновленні. Так, середній час життя молекул води на поверхні становить близько 10 с . Щільність граничного шару між рідкою водою та її насиченою парою безперервно змінюється від щільності рідкої води до щільності її пари. У той самий час міжмолекулярні сили забезпечують наявність поверхневого шару води певної товщини. Зазвичай товщина поверхневого шару рідини становить кілька молекул. Завдяки рухливості рідини її поверхня є гладкою, суцільною та еквіпотенційною, тобто всі точки поверхні енергетично еквівалентні.

Поверхня твердих частинок, на відміну від рідини, що покриває їх, протягом довгого часу залишається такою ж, якою вона була в момент утворення. Очевидно, що міжфазну поверхню тверда частка - вода визначає профіль поверхні твердої частки.

1.5. Утворення структури ґрунту

Під час процесів ґрунтоутворення механічні елементи материнських порід в результаті впливу на них фізичних, хімічних, фізико-хімічних і біологічних факторів набувають певної величини і форми, а також якісної характеристики.

Продуктом впливу ґрунтогенних чинників на механічні елементи є утворення окремих елементів (грудочки або агрегати), які розповсюдженні серед генетичних горизонтів і характеризуються *структурністю* та *структурою* ґрунту.

Структурність ґрунту – здатність ґрунту розпадатися в природному стані на агрегати (структурні окремої, грудочки) певного розміру і форми.

Структура ґрунту – взаємне розташування в ґрунтовому тілі цих структурних агрегатів.

Поняття структури ґрунту має багатофункціональне тлумачення – генетичне, екологічне, агрономічне.

З *генетичної* точки зору структура ґрунту – це, перш за все, форма фізичного прояву її будови, тобто природної організації твердих компонентів ґрунту, проміжків між ними.

З *екологічної* точки зору структуру ґрунту розглядають через вплив її на різні режими ґрунту – водний, повітряний, тепловий і поживний.

В *агрономічній* практиці структуру ґрунту оцінюють за вмістом в ґрунті «агрономічно-цінних агрегатів», тобто окремої від 0,25 до 7(10) мм. Всі інші розміри агрегатів (більшого або меншого розміру від зазначеної величини) вважаються безструктурними.

В розробці теоретичних основ структуроутворення і у вивченні ролі структури в родючості ґрунтів великий вклад внесли наукові праці П.А. Костичева, В.Р. Вільямса, К.К. Гедройця, О.Г. Дояренка, І.М. Антипова-Каратаєва, М.А. Качинського, О.Н. Соколовського, а серед іноземних вчених – Е. Рассела, Ф. Дюшофура, В. Кубієни та ін.

При розгляді речовинного складу твердої фази ґрунту було з'ясовано, що в її основі перебувають механічні елементи різного хімічного складу і величини, які характеризують гранулометричний склад ґрунту. Ці механічні елементи можуть бути у двох станах: роздільночастковому та агрегатному.

Агрегатний стан твердої фази ґрунту характеризується тим, що ґрунтові горизонти складаються з грудочок різної величини, в яких часточки піску і пилу пов'язані або склеєні між собою. Грудочки в більшій або меншій мірі відокремлені одна від одної. Структурність таких грудочок ґрунту в умовах природного залягання під різними угіддями становлять структуру ґрунту.

Якщо грудочки здатні протистояти розмиваючій дії води, то структуру називають *водостійкою*.

Форма структурних окремої, їхня величина та міцність чітко відображають характер процесів, які відбуваються у ґрунті. Генетичні горизонти різних типів ґрунтів різняться морфологією окремої. Їхнє погоризонтне вивчення в ґрунтовому профілі дає важливі відомості про генезу досліджуваного ґрунту. Структурні окремої ґрунту мають деяку, правда, дуже віддалену, схожість з кристалами. Тому за формою їх розділяють на три основних типи (рис. 1.3):

1) *кубовидний* тип, у якого окремої мають приблизно однакові розміри за всіма трьома вимірами і переважно представлені неправильними багатогранниками;

2) *призмovidний* тип окремоостей характеризується переважанням одного з трьох вимірів, в силу чого окремості більш або менш витягнуті угору;

3) *плитовидний* тип, при якому окремість сплющена по висоті і розвинута по двох інших вимірах.

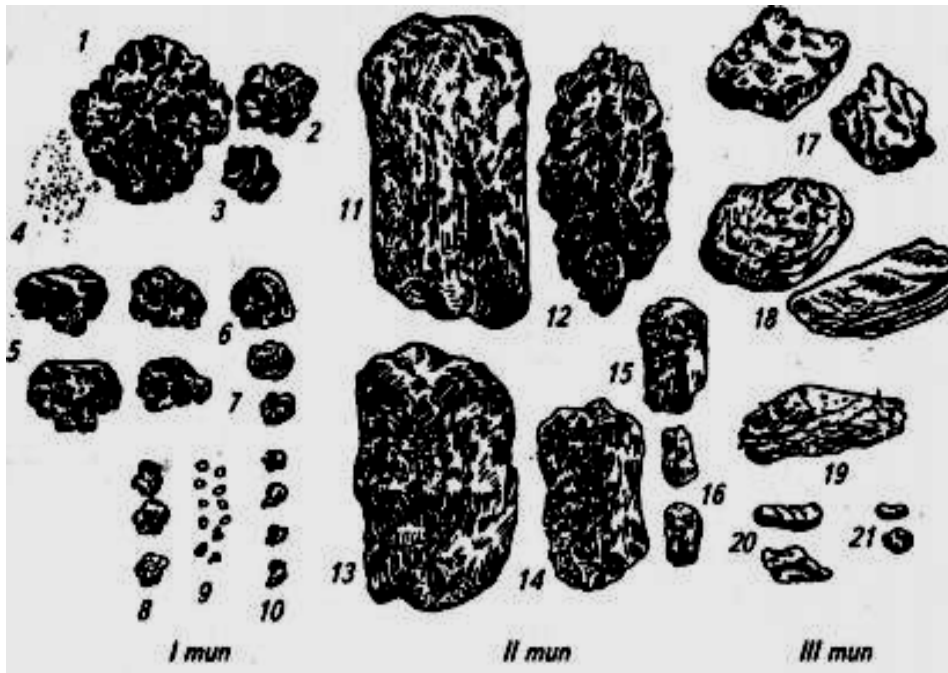


Рисунок 1.3 – Типові структурні елементи ґрунту (за С.О. Захаровим):

I тип – кубоподібна структура: 1–крупнобрилиста; 2–середньобрилиста; 3–дрібнобрилиста; 4–пилувата; 5–крупногоріхувата; 6–горіхувата; 7–дрібногоріхувата; 8–крупнозерниста; 9–зерниста; 10–дрібнозерниста (порохувата);

II тип – призмоподібна структура: 11–стовпчаста; 12–стовпоподібна; 13–крупнопризматична; 14–призматична; 15–дрібнопризматична; 16–Тонкопризматична;

III тип – плитоподібна структура: 17–сланцювата; 18–пластинчата; 19–листова; 20–груболускувата; 21–дрібностовпчаста

Важливе значення для характеристики окремоостей має їхня величина. На основі співвідношення форми і величини класифікація структурних окремоостей ґрунту, у відповідності з даними С.О. Захарова, може бути представлена таким чином (табл. 1.4).

Назва структури ґрунту дається за переважаючими окремостями. Варто відзначити, що структура генетичних горизонтів часто буває не зовсім однорідною. В таких випадках у відповідності з характером структурних окремоостей структурі ґрунту дається подвійна назва, наприклад: грудкувата-зерниста, середньомілкогоудкувата і т.п.

Таблиця 1.4 – Класифікація структурних агрегатів (за С.О.Захаровим)

Рід		Вид	Розмір, мм
Назва	Ознаки		
І тип. КУБОПОДІБНА – рівномірний розвиток агрегатів по трьох осях			
1. Брилиста	Неправильна форма і нерівна поверхня	1. Крупнобрилиста	>100
		2. Дрібнобрилиста	100–10
2. Грудкувата	Неправильна округла форма, нерівні округлі і жорсткі поверхні розлому, грані не виражені	3. Крупногрудкувата	100–30
		4. Грудкувата	30–10
		5. Дрібногрудкувата	10–2,5
		6. Пилувата	<2,5
3. Горіхувата	Майже правильна форма, грані добре виражені, поверхня рівна, ребра гострі	7. Крупногоріхувата	>10
		8. Горіхувата	10–7
		9. Дрібногоріхувата	7–5
4. Зерниста	Майже правильна форма, інколи – округла з вираженими гранями або жорсткими і матовими, або гладкими й блискучими	10. Крупнозерниста	5–3
		11. Зерниста	3–1
		12. Дрібнозерниста (порохувата)	1–0,5
ІІ тип. ПРИЗМОПОДІБНА – розвиток агрегатів переважно по вертикальній осі			
5. Стовпоподібна	Відмінності слабо оформлені, з нерівними гранями й заокругленими ребрами	13. Крупностовпоподібна	>50
		14. Стовпоподібна	50–30
		15. Дріностовпоподібна	<30
6. Стовпчаста	Правильної форми з добре вираженими вертикальними гранями, округлою верхньою основою і плоскою нижньою	16. Крупностовпчаста	50–30
		17. Дріностовпчаста	<30
7. Призматична	Грані добре виражені з рівною глянцевою поверхнею	18. Крупнопризматична	50–30
		19. Призматична	30–10
		20. Дрібнопризматична	10–5
		21. Тонкопризматична	<5
		22. Олівцева (при довжині > 50 мм)	<10
ІІІ тип. ПЛИТОПОДІБНА – розвиток агрегатів переважно по горизонтальній осі			
8. Плитчаста	Досить розвинуті “поверхні спайності” по горизонталі	23. Сланцювата	>5
		24. Плитчаста	5–3
		25. Пластинчаста	3–1
		26. Листова	<1
9. Лускувата	Порівняно невеликі горизонтальні “площини спайності” й часто гострі грані	27. Шкаралупувата	>3
		28. Груболускувата	3–1
		29. Дрібнолускувата	<1

Для різних типів ґрунтів характерна певна структура. Наприклад, зерниста – для гумусового горизонту чорноземів; горіхувата – для ілювіального горизонту дерново-підзолистих та сірих лісових ґрунтів; пластинчата і листовидна – для ілювіальних горизонтів. Для горизонту вживання солонців – стовпчаста.

В утворенні структури ґрунту розглядають два основних процеси, які протікають одночасно:

1) механічне подрібнення ґрунтової маси на агрегати того чи іншого розміру та різної форми;

2) зміцнення цих агрегатів і набуття ними певної внутрішньої будови.

Ці процеси протікають під впливом фізико-механічних, фізико-хімічних, хімічних і біологічних факторів структуроутворення.

Фізико-механічні фактори обумовлюють процес подрібнення ґрунтової маси під впливом тиску і механічної дії на ґрунт, які періодично змінюються. До цих факторів можна віднести поділ ґрунту на грудочки в результаті зміни об'єму (і тиску) при перемінному висушуванні та зволоженні, замерзанні та відтаванні води в ньому, тиску коріння рослин, дії ґрунтообробних знарядь.

Змінне висушування – зволоження сприяє розриву слабких зв'язків між злиплими частками ґрунту, внаслідок чого утворюються тріщини за рахунок формування площин послаблення осей зрушення. Водночас у певних місцях частки зближуються і зв'язки між ними зміцнюються. За осями зрушення формуються грані майбутніх агрегатів і поровий простір, що надалі фіксується водяними потоками, відкладеннями дрібнозернистих частинок, гумусовими речовинами, корневими волосками. Характер і напрямок тріщин та форма агрегатів залежить від процесів висушування, гранулометричного складу, вмісту високодисперсної частини ґрунту – колоїдів.

Помітний вплив на утворення агрегатів ґрунту чинять процеси замерзання – відтавання. Вода, яка перебуває в крупних порах, замерзає при температурі близько 0 °С, а в більш тонких капілярах – при більш низьких температурах. При цьому, лід, який утворився за рахунок води крупних пор, збільшився в об'ємі і спричиняє тиск на стінки сусідніх грудочок, в результаті чого ділянки з незамерзлою водою ущільнюються. Після відтавання замерзлої води і її випаровування, ґрунт буде подрібнюватися на лінії найменшого опору.

Проморожування сприяє розпушуванню ґрунту, формуванню агрегатів, але водостійкість їхня при цьому не створюється. Ступінь та характер впливу проморожування ґрунту на утворення агрегатів залежить від багатьох чинників. Серед яких першочергова роль належить його зволоженню. Розпушуюча дія проморожування на ґрунт проявляється тільки при оптимальному зволоженні (біля 90 % від повної вологості).

В разі невеликого вмісту води утворюється незначна кількість льоду, який не може суттєво вплинути на розпушення ґрунту. При замерзанні води в перезволоженому ґрунті структурні окремість розриваються, і такий ґрунт при відтаванні одержує киселеподібну консистенцію і стає безструктурним.

Великий вплив на формування структури ґрунту має його обробіток сільськогосподарськими знаряддями. Залежно від кількості та якості органічних речовин, гранулометричного складу, вологості ґрунту, знаряддя його обробітку, можуть складатися умови для переважання процесів створення або руйнування структури. Навіть на одному і тому ж ґрунті застосування одного знаряддя обробітку можна одержати структурну ріллю або бриласту чи зливу.

Важлива роль у створенні структури ґрунту належить фізико-хімічним факторам – коагуляції та цементуючій дії колоїдів ґрунту.

Водостійкість набувається в результаті скріплення механічних елементів та мікроагрегатів колоїдними речовинами (органічними і мінеральними). Але для того, щоб окремість, скріпленні колоїдами, не розпалися від дії води, колоїди повинні бути незворотно скоагульовані. Такими коагуляторами в ґрунтах частіше всього бувають дво- і тривалентні катіони Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} .

При наявності одновалентних колоїдів, таких, як Na^+ , незворотної коагуляції не відбувається і міцна структура не утворюється.

Найбільш міцно скріплюючими речовинами є органічні колоїди, зокрема гумати кальцію.

Велике значення в утворенні водостійкої структури належить і мінеральним колоїдам. Проте ґрунтові агрегати, які утворюються тільки при участі цих колоїдів, без гумусових речовин не наділені водостійкістю.

Серед високодисперсних мінералів, які мають найбільше значення у створенні водостійкої структури є глинисті мінерали і мінерали гідроксидів заліза та алюмінію.

Найбільш водостійка структура утворюється при взаємодії гумінових кислот з мінералами монтморилонітової групи та гідрослюдами і менш водостійка – при взаємодії з кварцом, аморфною кремнекислотою і каолінітом. Мінерали гідроксидів заліза та алюмінію виконують важливу роль в оструктуренні багатьох червонокольорових глин та чорноземів.

Певну роль в склеюванні і цементації грудочок ґрунту можуть виконувати і хімічні фактори. Сюди відноситься утворення різних важко розчинних сполук (вуглекислого кальцію, гідроксиду заліза, силікатів магнію та ін.), які при просочуванні агрегатів ґрунту цементують їх, а також можуть агрегатуватися в окремі механічні елементи. Так, при короткочасному надлишковому зволоженні може проявитися структуруюча роль сполук заліза. При перезволоженні в ґрунті протікають процеси відновлення, які супроводжуються утворенням водорозчинних форм заліза (FeO), і склеюють агрегати ґрунту. При підсиханні ґрунту в ньому

розвиваються окисні процеси, при цьому рухомі форми закисного заліза переходять в нерозчинні сполуки окисного заліза (Fe_2O_3), цементуючи агрегати ґрунту.

Основна роль в структуроутворенні належить біологічним факторам, тобто рослинності та організмам, які мешкають у ґрунті.

Рослинність механічно ущільнює ґрунт і розділяє його на грудочки і головним чином бере участь в утворенні гумусу.

Найбільш сильний структуруючий вплив на ґрунт має багаторічна трав'яниста рослинність. Їй притаманна сильно розгалужена коренева система, при розкладі якої утворюється велика кількість зв'язаного з кальцієм гумусу. І там, де складаються сприятливі умови для її розвитку, формуються добре оструктуренні ґрунти (лучні, чорноземи та інші).

Значне місце в створенні структури ґрунту належить мікроорганізмам, особливо тим, які оточують кореневу систему рослин (ризосферні бактерії), а також іншим мікроорганізмам, які обумовлюють утворення гумінових речовин.

П.А. Костичев вперше доказав дуже міцний зв'язок мікробіологічних процесів з утворенням структури ґрунту.

Важливу роль в оструктуренні ґрунтів виконують дощові черв'яки. Широко відомий погляд Ч. Дарвіна про дію дощових черв'яків на ґрунт. Він навіть підрахував кількість черв'яків в садово-городньому ґрунті. Доведено, що на протязі декількох років дощові черв'яки можуть пропустити через свої органи травлення весь орний шар ґрунту і таким чином його оструктурити.

Дощові черв'яки пересуваються у ґрунті, пропускаючи частинки ґрунту через свій кишковий тракт і викидають їх у вигляді агрегатів, ущільнених скороченнями м'язів в момент викидання. Частинки ґрунту при цьому склеюються слизькими виділеннями травного тракту, набуваючи водостійкості.

Контрольні питання

1. Що таке гранулометричний склад ґрунту? Чим він представлений?
2. На які властивості ґрунту впливає його гранулометричний склад?
3. На які групи фракцій поділяються механічні елементи ґрунту?
4. Яка існує класифікація ґрунтів і порід за гранулометричним складом?
5. Яка складається класифікація за кам'янистістю ґрунту?
6. Назвіть основні складові фази ґрунту.
7. Від чого залежить щільність складання сухого ґрунту?
8. Що таке загальна щільність ґрунту?
9. Як визначається щільність складання сухого ґрунту?
10. Як визначається щільність твердої фази ґрунту?
11. Що таке пористість аерації і як вона визначається?

12. Що таке масова вологість ґрунту і як вона визначається?
13. Що таке об'ємна вологість ґрунту і як вона визначається?
14. Як визначаються запаси вологи в ґрунті?
15. Що є найважливішим наслідком дисперсності у ґрунті?
16. Від чого залежить щільність граничного шару між рідкою водою та її насиченою парою?
17. Що таке структурність ґрунту?
18. Що таке структура ґрунту?
19. Як оцінюється структура ґрунту в агрономічній практиці?
20. Перелічіть типи структурних окремоностей ґрунту. Яка класифікація структурних агрегатів?

2. ФІЗИЧНІ ТА ФІЗИКО-МЕХАНІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

Фізичні властивості ґрунтів. До фізичних властивостей ґрунту належать структура, загальні фізичні, фізико-механічні, водні, теплові й повітряні властивості. Фізичні властивості ґрунту визначаються співвідношенням, взаємодією і динамікою твердої, рідкої, газоподібної і живої фаз ґрунту. Від них залежить розвиток ґрунтотворних процесів, родючість ґрунту і розвиток рослин.

Структуру ґрунту було розглянуто в розділі, де розглядалися морфологічні ознаки ґрунту. До загальних фізичних властивостей ґрунту відносяться щільність твердої фази ґрунту, об'ємна маса, щільність будови і пористість.

2.1. Загальні фізичні властивості ґрунту

До загальних фізичних властивостей відносяться *щільність твердої фази, щільність (об'ємна маса), пористість ґрунту.*

Щільність твердої фази – це відношення маси твердої фази ґрунту до маси рівного об'єму води при + 4°C. Для визначення щільності твердої фази ґрунту користуються пікнометричним методом.

Щільність твердої фази ґрунту (d) визначається за формулою (1.1). Величина щільності твердої фази ґрунту залежить від мінералогічного складу (у природі вони характеризуються великою різноманітністю) і кількістю органічних речовин.

Загальна закономірність в зміні щільності твердої фази ґрунту така: вона тим менша, чим більше в ґрунті перегною.

Мінералогічний, або петрографічний, склад ґрунтотворних порід також впливає на зміну щільності твердої фази ґрунту. Різні мінерали і осадові породи мають неоднакову щільність (табл. 2.1).

В ґрунтах щільність твердої фази коливається від 2,3 до 2,9 г/см³, а найбільш часто на знаходиться в межах 2,5 – 2,7 г/см³.

Мінімальна щільність твердої фази спостерігається у ґрунтах, багатих на перегній, максимальна – в скелетних, а також в ґрунтах, які розвиваються на основних породах – базальтах, габро (до 2,9 г/см³).

В одного й того ж ґрунту, однорідного за гранулометричним складом, незначні зміни щільності твердої фази (в межах десятих часток відсотку) спостерігаються по вертикальному ґрунтовому профілю. Найбільш помітні зміни спостерігаються між сильно гуміфікованим дерновим горизонтом і нижніми горизонтами ґрунту, де щільність твердої фази буде найбільшою.

Так, у дерново-сильнопідзолистого легкосуглинкового ґрунту на моренних відкладеннях у шарі 5–15 см вона складає 2,52 г/см³, на глибині 22–32 см – 2,62 г/см³; 64–74 см – 2,67 г/см³; а на 104 – 114 см – 2,71 г/см³.

Таблиця 2.1 – Щільність мінералів і деяких осадових порід

Назва речовин, які входять до складу ґрунту	Щільність, г/см ³ .
Кварц	2,65
Алюмосилікати	2,5–3,0
Слюди	2,7–3,1
Рогові обманки	2,9–3,4
Лимоніт	3,5–3,95
Оксид заліза	5,03–5,27
Гідрооксид алюмінію	2,42
Оксид алюмінію	3,83
Глина	2,58
Лес	2,64
Кальцит	2,70
Перегній	1,4–1,8

У чорноземах звичайних важкосуглинкових на лесовидних відкладеннях щільність твердої фази складає в шарі ґрунту 2–12 см – 2,55г/см³, а на глибині 87–97 см – 2,72 г/см³.

2.1.1. Щільність (об'ємна маса) ґрунту

Наявність у ґрунті пор різного діаметра обумовлює виникнення в ньому нової ясно вираженої властивості – об'ємної маси.

Відношення маси до об'єму ґрунту, взятого в природному стані, тобто з всіма порами, які знаходяться у ньому, називається щільністю, або об'ємною масою ґрунту.

Звичайно, об'ємну масу перераховують на сухий ґрунт, висушений при температурі 105 °С до постійної маси, і виражають в г/см³.

Символом об'ємної маси ґрунту є d_v , в деяких наукових працях замість цього символу вживають ρ .

Об'ємна маса є й у гірських породах, але в масивно-кристалічних вона не відрізняється від щільності твердої фази. В міру руйнування гірської породи (наприклад вивітрювання) об'ємна маса її різко знижується, так як зростає кількість крупних пор.

Об'ємна маса ґрунту залежить від щільності його твердої фази і пористості. Найменша об'ємна маса, яка наближається до одиниці (1,0–1,2 г/см³), спостерігається в шарах, збагачених органічними речовинами (перегноєм, торфом, корінням рослин) і оструктурених. У торф'яних шарах об'ємна маса падає нижче одиниці.

У ґрунтових шарах, бідних перегноєм, відмерлими нерозкладеними рослинними рештками і корінням живих рослин, об'ємна маса збільшується.

В середньому об'ємна маса ґрунтів коливається від 1,0 до 1,8 г/см³. Найбільш часто зустрічаються величини об'ємної маси для слабкогумусованих ґрунтів, які знаходяться в межах 1,3–1,6 г/см³.

Якщо розглядати вертикальний профіль ґрунту, то найбільш помітні зміни об'ємної маси спостерігаються при переході від дернового до бідного органічними речовинами мінерального горизонту.

На величину об'ємної маси впливає шпаруватість ґрунтів. По вертикальному ґрунтовому профілю шпаруватість з глибиною зменшується, внаслідок тиску шарів ґрунту, що лежать зверху. Зменшення загальної шпаруватості обумовлює збільшення об'ємної маси ґрунту.

Вплив гранулометричного складу впливає на об'ємну масу ґрунту таким чином.

Грубозернисті (крупнозернисті) – за гранулометричним складом (піщані і супіщані ґрунти) мають більшу об'ємну масу, ніж тонкозернисті суглинкові, так як останнім притаманна більша пористість.

В умовах сільськогосподарського виробництва на величину об'ємної маси ґрунту можна впливати, застосовуючи його розпушування обробними знаряддями (плугами, культиваторами та ін.). З часом розпушений ґрунт ущільнюється, набуваючи рівноважного стану, характерного для кожного ґрунту. Так, якщо дерново-підзолистий суглинковий ґрунт під час сівби ячменю мав об'ємну масу верхнього шару 1,22 г/см³, то через деякий час його рівноважна щільність склала 1,28 г/см³, у чорноземі південного важкосуглинкового під кукурудзою при її сівбі щільність ґрунту була 1,0 г/см³, а рівноважна – 1,15 г/см³.

Оптимальною для більшості сільськогосподарських культур вважається рівноважна об'ємна маса ґрунту, яка знаходиться в межах 1,0 – 1,20 г/см³.

Щільність будови ґрунту характеризується способом залягання ґрунтових грудочок в одиниці об'єму і щільності ґрунту. Чим тісніше розміщуються частинки ґрунту або грудочки, тим вища щільність його будови. Вона виражається такими самими одиницями, як і об'ємна маса – г/см³ і становить в орному шарі дерново-підзолистих ґрунтів 1,2–1,4 г/см³, чорноземів – 1,0–1,3 г/см³.

Кожному ґрунту властива певна постійна щільність будови. Це так звана *рівноважна щільність*, яку ґрунт має в природному стані або якою вона стає через певний час після обробітку. У чорноземних ґрунтів рівноважна щільність дуже близька до оптимальної для росту культурних рослин – 1,1–1,3 г/см³.

2.1.2. Пористість ґрунтів

Порістю ґрунту називають суму всіх пор ґрунту, заповнених водою або повітрям. Тверді частинки ґрунту бувають не тільки різні за величиною, але й різні за формою.

Стикуючись між собою різними частинами своєї поверхні (кутами, ребрами, гранями), вони створюють проміжки, які носять назву пор.

Всі пори ґрунту між механічними елементами можна розбити на три групи за їх відношенням до води:

1. Некапілярні пори діаметром $>10^{-1}$ см;
2. Капілярні пори $10^{-1} - 10^{-5}$ см;
3. Ультра пори $10^{-5} - 10^{-7}$ см.

Всі ці пори зустрічаються у різному ґрунті. *Некапілярні пори* – це пори, в яких вода, що їх заповнила, знаходиться під впливом гравітаційних сил і пересувається зверху вниз. На звільнене від води місце надходить повітря.

У *капілярних* порах, вода що їх заповнила, пересувається переважно за законами капілярного руху рідини в ґрунті. Необхідно відмітити, що капілярний рух води в порах діаметром 10^{-4} см фактично не відбувається. Капілярні пори можуть бути в грудочках ґрунту і між ними. Вода капілярних пор складає основний запас води у ґрунті.

В ультра порах щільність води більше одиниці, а пружність пари менше пружності пари вільної води, тобто вода ультра пор ущільнена. В ультра пори вода надходить у вигляді пари. До ультра пор відносяться пори між ґрунтовими частинками і цілим рядом інших механічних елементів в грудочках.

До найвпливовіших факторів, від яких залежить пористість ґрунту, відносяться гранулометричний склад та структурний стан ґрунту.

При поважчанні гранулометричного складу збільшується загальна пористість. С.П. Кравков наводить дані, які характеризують вплив гранулометричного складу на пористість ґрунтів (табл. 2.2).

Таблиця 2.2 – Вплив гранулометричного складу на шпаруватість ґрунтів

Гранулометричний склад ґрунтів	Шпаруватість від загального об'єму ґрунту, %
Крупний пісок	40
Мілкий пісок	42-46
Суглинок	47
Глина	50-52

Значний вплив на загальну пористість має структура ґрунту, крім цього вона обумовлює появу агрегатної та міжагрегатної пористості.

Поділ пористості на агрегатну і міжагрегатну вивчався М.А. Качинським, С.В. Астаповим, О.Ф. Тюліним.

В структурному ґрунті загальна пористість приблизно в 1,5 раз вища, ніж на тому ж безструктурному ґрунті.

Пористість гумусового горизонту знаходиться в межах 50–60 %. В більш глибоких шарах суглинкових ґрунтів вона складає 40–45 %, а у

оглеєних безструктурних горизонтах вона падає до 25–30 %. Пористість пісків з різною величиною зерен в середньому дорівнює 35 %.

Загальну пористість ґрунту можна визначити за величиною щільності твердої фази і об'ємної маси ґрунту, від яких вона перебуває у функціональній залежності (формула 2.1).

За величиною показника загальної пористості дають оцінку ґрунту.

Якщо загальна пористість > 70 %, то такий ґрунт вважається занадто розпушеним; при 55–65 % – відмінним; 50–55 % – задовільним для орного шару; < 50 % – незадовільним для орних земель; 25–40 % пористості мають ущільнені ілювіальні горизонти.

Загальна пористість ґрунту складається з пористості його агрегатів та міжагрегатних пор. Пористість окремого агрегату (P_{AGP} , %) визначається за формулою

$$P_{AGP} = \left(1 - \frac{M_{AGP}}{V_{AGP} \cdot d} \right) \cdot 100, \quad (2.1)$$

де M_{AGP} – маса сухого агрегату, г;

V_{AGP} – його об'єм, см³.

Відповідно з цим пористість всіх агрегатів ґрунту (%) може бути визначена як

$$P_{\Sigma AGP} = \frac{P_{AGP}(100 - P)}{100 - P_{AGP}}. \quad (2.2)$$

Виходячи з величини агрегатної пористості можна дати їй оцінку:

> 50 % – найкраща,

45–50 – добра,

40–45 – задовільна,

< 40 – незадовільна,

< 30 – дуже погана.

Знаючи величини загальної (P) і агрегатної (P_{AGP}) пористості, можна визначити міжагрегатну пористість

$$P_{M.AGP} = P - P_{\Sigma AGP}. \quad (2.3)$$

Наведенні рівняння для агрегатної і міжагрегатної пористості справедливі в тому разі, якщо весь ґрунт добре і повністю агрегатований. Коли ж у ґрунті є розпилена не агрегатована частина, доводиться вносити поправку на вміст агрегатів в загальному об'ємі ґрунту, що можна зробити на основі даних структурного аналізу.

Оскільки вода і повітря в порах ґрунту є антагоністами (чим більше води в порах ґрунту, тим менше повітря, і навпаки), важливо знати

співвідношення пор, зайнятих водою і повітрям в той чи інший момент, котрі визначаються властивостями ґрунту.

Відносний об'єм пор, які зайняті міцнозв'язаною водою (в %)

$$P_{м.з.} = \frac{W_{м.з.} \cdot d_V}{1,5}, \quad (2.4)$$

де $W_{м.з.}$ – максимальна гігроскопічність ґрунту, %;

1,5 – щільність міцнозв'язаної води.

Відносний об'єм пор, які зайняті слабо зв'язаною водою (в %):

$$P_{с.зв.} = \frac{0,5W_{м.з.} \cdot d_V}{1,25} = \frac{(W_{всв} - W_{м.з.}) \cdot d_V}{1,25}, \quad (2.5)$$

де $W_{всв}$ – волога стійкого в'янення;

1,25 – щільність слабозв'язаної води.

Нарешті, відносний об'єм пор, зайнятих капілярною водою (в %):

$$P_{кап.} = (W_{н.в.} - 1,5W_{м.з.}) \cdot d_V = (W_{н.в.} - W_{всв}) \cdot d_V, \quad (2.6)$$

де $W_{н.в.}$ – найменша вологоємність ґрунту, %.

Загальна пористість, зайнята різними категоріями води при різній вологості ґрунту (в %), складає:

$$P_W = P_{м.з.} + P_{с.зв.} + P_{кап.} \quad (2.7)$$

Тоді пористість аерації буде:

$$P_{аер.} = P - P_W. \quad (2.8)$$

2.2. Фізико-механічні властивості ґрунтів

Фізико-механічні властивості ґрунтів проявляються під впливом на них зовнішніх навантажень.

До фізико-механічних властивостей відносяться *пластичність, липкість, набрякання, усадка, зв'язність, твердість, опір при обробітку та стиглість ґрунту.*

Пластичність – здатність ґрунтів змінювати свою форму під впливом зовнішнього навантаження і зберігати її після усунення навантаження. Пластичність ґрунтів залежить від їхнього гранулометричного і хімічного складу, кількісного вмісту води в ґрунті і, головним чином, від присутності в ґрунтах колоїдів. Тому найбільш сильно властивість пластичності проявляється в глинистих та суглинкових ґрунтах і менш у піщаних та супіщаних.

Пластичні властивості одного і того ж ґрунту змінюються в залежності від його зволоження.

У відповідності з цим, Аттерберг запропонував розрізняти наступні константи пластичності ґрунтів:

а) верхня межа пластичності або межа текучості – масова вологість ґрунту, при якій стандартний конус під дією своєї маси (76 г) заглиблюється в ґрунт на 10 см;

б) нижня межа пластичності або межа розкачування – масова вологість, при якій зразок ґрунту можна розкачати в шнур діаметром 3 мм без утворення в ньому розривів;

в) число пластичності – різниця між числовим вираженням верхньої і нижньої межі пластичності.

Пластичність визначається гранулометричним складом та формою частинок, з яких складається ґрунт. Пластичність глин вдвоє більше пластичності суглинків і втричі більше пластичності супісків. Піски практично непластичні.

Числа пластичності для згадуваних вище ґрунтів відповідно дорівнюють 35–40, 10–20, 5–10 і 0. Найбільшою пластичністю характеризуються набухаючі частинки пластинчатої та лускатої форми.

Пластичність залежить від складу вбирних основ, в силу того, що вони визначають ступінь гідратації ґрунтів.

Липкість. Ґрунт в стані пластичності, яка наближається до її верхньої межі, має властивість прилипати. Ця властивість ґрунту є негативною, так як при його обробітці відбувається залипання робочих частин машин і знаряддя ґрунтом, збільшується тяговий опір і погіршується якість обробленого ґрунту. Найбільшою липкістю при відповідній вологості характеризуються глинисті та суглинкові ґрунти.

Величину липкості вимірюють навантаженням, яке необхідне для відриву ґрунту від поверхні прилипання. Виражається ця величина в грамах на 1 см².

В умовах нижньої межі пластичності – межі розкачування, властивість зминання у ґрунтів зникає і проявляється здатність при обробітці розпадатися на грудочки. Такий стан вологості відповідає фізичній стиглості ґрунту, яка настає при його вологості від 1,5 максимальної гігроскопічності до 50–60 % повної вологомісткості.

Набрякання та усадка ґрунту.

Набрякання ґрунту характеризується збільшенням його об'єму при зволоженні та замерзанні.

Усадка ґрунту – це зворотній процес набряканню, тобто зменшення об'єму ґрунту при його висиханні.

Набрякання властиве головним чином частинкам колоїдального подрібнення. Величина набрякання залежить від гранулометричного та петрографічного складу ґрунту, кількості та характеру органічних речовин

у ньому, від вбирних основ, наявності розчинних солей і глибин залягання дослідного горизонту в товщині ґрунту.

Сильніше набрякають глинисті та суглинкові ґрунти. Особливо ті, які мають у поглиненому стані велику кількість іонів Na^+ . Ґрунти, багаті перегноєм, сильніше набрякають, ніж ґрунти бідні на органіку.

При наявності в ґрунті вільних електролітів величина набрякання зменшується.

Величина усадки залежить від всіх величин, що вказані для набрякання, і змінюється вона в прямій залежності від набухання: чим більше набухання, тим більше може бути усадка при відповідній зміні вологості ґрунту.

Набрякання вимірюють різними способами: за зміною величини об'єму ґрунтової маси, за величиною тиску і за зміною вологості зразків, що набрякли.

Усадку визначають в об'ємних величинах:

$$V_Y = \frac{(V - V_1)}{V} \cdot 100, \quad (2.9)$$

де V – об'єм вологого ґрунту;

V_1 – об'єм сухого ґрунту;

V_Y – % усадки від об'єму.

Зв'язність ґрунту – здатність чинити опір зовнішнім силам, які намагаються роз'єднати частинки ґрунту. Зв'язність спричиняється різними силами зчеплення між частинками ґрунту. Ступінь зчеплення обумовлена гранулометричним і мінералогічним складом, структурним станом ґрунту, вологістю і характером його сільськогосподарського використання.

Найбільшою зв'язністю характеризуються глинисті ґрунти. Найменшою – піщані. Мало структурні ґрунти в сухому стані мають максимальну зв'язність. Із збільшенням у ґрунтах вмісту крупнодисперсних елементів та їх оструктурення, зчеплення слабшає і зв'язність зменшується. Визначається зв'язність в $\text{кг}/\text{см}^2$.

Твердість – це опір ґрунту силам, які намагаються роз'єднати або розчленити його частинки. Виражається твердість в кілограмах на 1см^2 . Твердість до певної міри визначається зв'язністю ґрунтових частинок.

Велика зв'язність притаманна механічним елементам – уламкам мінералів, кристалічних решіток з малими відстанями між іонами (група каолініту), у порівнянні з мінералами, які мають кристалічні решітки із одновалентних іонів з великими відстанями між ними.

У легких піщаних ґрунтів твердість залежить головним чином від об'ємної маси.

У важких суглинкових та глинистих ґрунтах, де мулисті частинки склеюють більш крупні механічні елементи, твердість ґрунтів визначається

не тільки об'ємною масою, але й зв'язністю: чим більше перегною в цих ґрунтах, тим менша їх зв'язність

Вбирні катіони і катіони ґрунтового розчину збільшують зв'язність сухих ґрунтів у тому разі, якщо вони здатні утворювати високодисперсні клейкі прошарки між механічними елементами та агрегатами, наприклад гумат натрію. При висиханні такі ґрунти утворюють стовпи і бреші (проломи), яким притаманна велика механічна стійкість.

Волога відіграє значну роль у зміні механічної стійкості ґрунту. Підвищення вологості ґрунту частіше всього зменшує його механічну стійкість.

Необхідно відмітити, що структурний стан ґрунту зменшує зв'язність і надає ґрунту пухкого складу, що значно полегшує та прискорює його обробіток.

Твердість ґрунту є дуже важливим діагностичним показником екологічного стану ґрунту, передусім його придатності для механічного обробітку. Найбільш сприятливими умовами для обробітку ґрунту будуть такі, коли його вологість знаходиться в межах близьких до розриву капілярних зв'язків (РКЗ). При зменшенні вмісту води у ґрунті до стану коефіцієнта в'янення твердість збільшується в 4–5 разів, що призводить до перевитрат паливно-мастильних матеріалів. Зменшується здатність корневих систем рослин освоювати шари ґрунту з більшою ефективністю.

Питомий опір ґрунту – зусилля, яке необхідне для підрізання шару, його оборот і тертя на робочу поверхню плуга. Виражається питомий опір в кілограмах на 1 см^2 . Питомий опір залежить від гранулометричного складу, фізико-хімічних властивостей та вологості ґрунту і змінюється в межах від 0,2 до $1,2 \text{ кг/см}^2$.

Серед ґрунтів різного гранулометричного складу найменший опір при обробітку чинять піщані та супіщані ґрунти, тому їх називають «легкими», на відміну від важких суглинків та глинистих, які відносять до «важких ґрунтів».

Питомий опір ґрунту залежить від насиченості його основами. Ґрунти ненасичені основами чинять менший опір при їх обробітку в порівнянні з насиченими, так як зв'язність перших значно поступається другим.

Суттєвий вплив на питомий опір ґрунту має його зволоження. Максимальний опір спостерігається при вологості, яка близька до вологості в'янення, мінімальний – при середній вологості ґрунту.

Стиглість ґрунту – під цим поняттям розуміють такий стан ґрунту, коли він при оранці кришиться і дає добру пухку ріллю, яка забезпечує нормальний ріст та розвиток сільськогосподарських культур.

Розрізняють *фізичну і біологічну стиглість ґрунту*.

Фізична стиглість визначається станом зволоження ґрунту, при якому спостерігається його найкраща придатність до механічного обробітку. При

оранці ґрунту, у фізичній стиглості відбувається його добре кришіння, рілля набуває пухкого стану.

Дослідами встановлено, що нижньою межею вологості, за якої можна проводити оранку, настає тоді коли вологість ґрунту наближається до полуторної величини максимальної гігроскопічності, або вологості в'янення рослин. Нижче цієї вологості зв'язність ґрунту сильно зростає, збільшується опір при його обробітку, що негативно віддзеркалюється і на якості оранки.

За даними М.Х. Пігулевського, верхньою межею вологості, при якій ґрунт прилипає, є така вологість, коли агрегати ґрунту насичені водою і на їхній поверхні з'являється помітна на око водна плівка. В таких випадках при оранці ґрунт стає мазким, не кришиться і оранка стає поганою, негладкою. Кришіння ґрунту і одержання рівної, пухкої оранки забезпечується лише при вологості 50–60 % повної вологомісткості.

Для ранньовесняного боронування зябу, передпосівного обробітку та сівби вологість на чорноземах повинна бути близька до найменшої вологоємності.

Крім визначення стиглості ґрунту, пов'язаного з його фізичним станом розрізняють і біологічну стиглість. Визначення останньої зв'язано з моментом підсилення діяльності мікроорганізмів, котрі сприяють активній мобілізації поживних речовин. Так як ґрунтові мікроорганізми для своєї активної діяльності вимагають певної кількості вологи і тепла, а також вільної циркуляції повітря, то можливо в окремих випадках, в залежності від умов середовища, момент біологічної стиглості ґрунту може не співпадати з його фізичною стиглістю. Такі явища нерідко зустрічаються на землях Західного Сибіру і Північного Казахстану.

Контрольні питання

1. Дайте визначення загальних фізичних властивостей ґрунту. Від чого вони залежать?
2. Фізико-механічні властивості ґрунту. Від чого залежать?
3. Фізична стиглість та фактори від яких вона залежить.
4. Біологічна стиглість ґрунту, її значення для біологічних процесів, що відбуваються у ґрунті .
5. Що таке липкість ґрунтів?
6. Яка щільність твердої фази чорноземного ґрунту?
7. Що називається об'ємною масою ґрунту? Надайте визначення.
8. В яких межах коливається об'ємна маса ґрунтів?
9. Від чого залежить об'ємна маса ґрунту?
10. Назвіть оптимальну для більшості сільськогосподарських культур рівноважну об'ємну масу ґрунту.
11. Що таке порість ґрунту?
12. Назвіть групи пор за їх відношенням до води.

13. В яких межах змінюється пористість гумусового горизонту?
14. За якою формулою визначається пористість окремого агрегату?
15. Як знаходиться відносний об'єм пор, зайнятих капілярною водою?
16. Яка величина агрегатної пористості вважається доброю?
17. Що таке пластичність ґрунту?
18. Який стан вологості відповідає фізичній стиглості ґрунту?
19. Що таке твердість ґрунту?
20. Що таке зв'язність ґрунту?

3. РІДКА ФАЗА ГРУНТУ

3.1. Властивості ґрунтової вологи

Поводження вологи у ґрунті визначається не тільки розмірами і формою ґрунтових пор, але і властивостями самої води. Молекули води не є енергетично нейтральними. Вони представляють собою диполі з негативним зарядом (іони O^-) на одному кінці і позитивним (іони H^+) на іншому (рис. 3.1). Диполі води можуть притягатися іонами внаслідок взаємного притягання електричних зарядів іонів до полюсів гідролів. Це явище називається *гідратацією іонів* і виражається в кінці кінців в утворенні гідратної оболонки навколо іонів, яка складається з притягнутих іонами молекул води. З огляду на різні розміри іонів, можна заздалегідь передбачати, що величина гідратних оболонок у різних іонів різна.

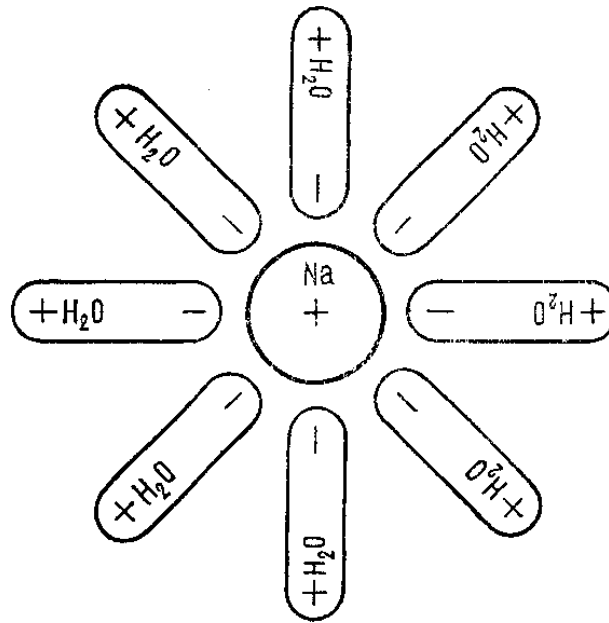


Рисунок 3.1 – Гідратований іон натрію, оточений дипольними молекулами води (за С.А. Веріго, Л.О. Разумова, 1973).

Гідратація іонів має велике значення в процесах пересування вологи і поглинання її рослиною, оскільки ґрунтова волога завжди є розчином, а не чистою водою.

Те, що ґрунтова волога знаходиться в роздрібненому стані, що вона як би вкраплена в пори різних розмірів і форм, у тому числі й у найдрібніші з них, в порівнянні з величиною молекул, що вона має величезну поверхню розподілу і не є чистою водою, а містить у собі цілий ряд як позитивних, так і негативних іонів, все це обумовлює неоднорідність фізичних і хімічних

властивостей ґрунтової вологи й суттєву відмінність цих властивостей від властивостей води в масі.

Відповідно механізму утримання виділяють три різні за фізичними і хімічними властивостями категорії ґрунтової води: зв'язану, капілярну і гравітаційну.

Зв'язана вода. Зв'язана вода утримується адсорбційними силами (хімічними і ван-дер-ваальсовськими) на поверхні ґрунтових часток. Адсорбційні сили залежать в основному від електричних властивостей поверхні ґрунтових часток і ґрунтового розчину. Завдяки величезній поверхні часток ґрунт адсорбує значну кількість води. Цей процес відбувається екзотермічно, зі значним виділенням тепла, що є основним доказом адсорбованого (зв'язаного) стану води. Тепло, яке виділяється при зіткненні сухого ґрунту (висушеного при 105 °С) з водою, називається *теплотою змочування ґрунту*.

Так як кожна молекула адсорбованої води пов'язана з поверхнею ґрунтової частки потужним силовим полем ($< -50 \cdot 10^5$ Па), то за своїми властивостями адсорбована вода близька до твердого тіла. Вона називається *міцнозв'язаною водою* і може пересуватися тільки переходячи в пару. Щільність її вище одиниці. Найбільша щільність відповідає першим порціям сорбованої води. Кожна наступна порція сорбованої води має всі меншу і меншу щільність. Середня щільність сорбованої води для різних ґрунтів коливається в межах 1,1–1,5 г/см³.

Міцнозв'язана вода замерзає при температурі -4 °С и нижче. При охолодженні до -78 °С у ґрунті ще залишається деяка кількість некрижаної води. Міцнозв'язана вода має питому теплоємність, рівну одиниці, і позбавлена електропровідності. Вона нерухома і не розчиняє електроліти та інші речовини, які розчиняються у вільній воді. При зв'язуванні цієї води виділяється енергія у виді теплоти змочування.

В міру віддалення від адсорбуючої поверхні ґрунтових часток властивості зв'язаної води міняються, енергія зв'язку падає пропорційно величині $1/r^3$ (r – віддалення від поверхні частки). Зовнішні шари утримуються меншою силою, ніж внутрішні, тому мають більш пухку структуру. Цей вид ґрунтової вологи називається *нещільнозв'язаною*. Нещільнозв'язана вода покриває частки ґрунту шаром, що лежить над шаром міцнозв'язаної води. Вона утвориться унаслідок вторинної орієнтації дипольних молекул води зверх адсорбованої води, а також за рахунок гідратації в різному ступені дисоційованих іонів і утримується силами, значно меншими, ніж міцнозв'язана. За своїми властивостями нещільнозв'язана вода менше відрізняється від звичайної води. У ґрунтових порах вона непомітно переходить у вільну воду, яка утримується у ґрунті різницею поверхневих тисків, створюваних поверхнями поділу вода – повітря різної кривизни.

Утворення нещільнозв'язаної води починається за рахунок пароподібної вологи, а потім підсилюється при сорбції рідкої вологи. Очевидно, нещільнозв'язана вода є рідкою вологою з підвищеною в'язкістю і може пересуватися у вигляді плівки. При деяких умовах внутрішні її шари здобувають властивості пружного твердого тіла. Нещільнозв'язана вода характеризується силами зчеплення з ґрунтом від $-10 \cdot 10^5$ до $-50 \cdot 10^5$ Па. Вона має понижено розчинювальну здатність, понижено температуру замерзання (від $-1,5$ до $-4,0$ °С) і має понижено рухливість.

Товщина шару міцно- і нещільнозв'язаної води, подібно розміру поверхні розподілу вода – ґрунт, недоступна безпосередньому вимірюванню. Її можна уявити собі тільки як величину, отриману від ділення об'єму зв'язаної води на активну поверхню. Дані про товщину шару зв'язаної води дуже суперечливі. Однак можна вважати встановленим, що зі зменшенням розмірів часток зменшується товщина шару зв'язаної води і що на кутах і ребрах вона більше, ніж на плоских гранях.

Капілярна вода. Капілярна вода утримується у ґрунті за рахунок різниці поверхневих тисків, створюваних поверхнями поділу вода – повітря різної кривизни. Капілярні сили визначаються головним чином геометрією пор і властивостями ґрунтового розчину.

На поверхні поділу вода – тверде тіло, тобто у випадку зіткнення води з частками ґрунту, рівнодіюча сила зчеплення може бути спрямована або всередину твердого тіла (змочування), або всередину рідини (тіло не змочується рідиною). У першому випадку сила зчеплення між твердим тілом і рідиною більше сил зчеплення, властивих самій рідині, у другому випадку – навпаки. Оскільки для рівноваги рідини необхідно, щоб у кожній точці поверхні сила, що діє на її молекули, була нормальна до цієї поверхні, то сама поверхня рідини виявляється при змочуванні увігнутою, а при незмочуванні – опуклою. Відповідно до кількості молекул, які лежать під горизонтальною поверхнею, тиск плівки на випуклій поверхні більше, а на увігнутій менше, ніж на горизонтальній поверхні.

На увігнутій поверхні

$$P_i = P_0 - \alpha \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right) \quad (3.1)$$

на опуклій

$$P_i = P_0 + \alpha \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right), \quad (3.2)$$

де P_i – тиск при даній кривизні поверхні;

P_0 – поверхневий тиск рідини при плоскій поверхні (нормальний тиск);

α – поверхневий натяг;

R_1 і R_2 – головні радіуси кривизни поверхні.

Оскільки у випадку увігнутої поверхні тиск менше, ніж при плоскій поверхні, тобто менше нормального, котре для зручності порівняння прийнято за нуль, то тиск при увігнутій поверхні завжди має негативний знак.

Ґрунт є тілом, що змочується, тому капілярна волога в ґрунті завжди має увігнуту поверхню і завжди знаходиться під негативним тиском. Величина його визначається поверхневим натягом води (при 20 °С воно дорівнює $-7,25$ Па) і радіусом кривизни, що залежить від розмірів і форми пор, тобто в кінці кінців від дисперсності і структури ґрунту. Чим менше розміри ґрунтових часток і чим менше кількість включеної між ними ґрунтової вологи, тим більше поверхня рідини в порівнянні з її масою, тим більшу роль грають меніскові сили в порівнянні з силою тяжіння. При великій роздробленості води у ґрунті сила тяжіння мізерно мала в порівнянні з менісковими силами.

Для того щоб створити уявлення про розподіл і поведження капілярної води в ґрунті, через складність їхнього вивчення звертаються до моделі ідеального ґрунту.

В ідеальному ґрунті при наявності дуже малої кількості води виникають ізольовані її скупчення в точках контакту часток. Навколо точки дотику утворюється водяне тіло, що представляє собою двоввігнуту лінзу, бокова поверхня якої опукло-вгнута. Кривизна увігнутої поверхні завжди більше, ніж опуклої, отже, поверхневий тиск у такому ізольованому скупченні води, відповідно формулі Лапласа, завжди менше нормального. Цим і обумовлюється утримання її біля стику ґрунтових часток. Такі окремі скупчення води називають *манжетами*, а всю сукупність води, яка знаходиться в ґрунті у вигляді манжет, – *стиковою* (рис. 3.2) або *пендулярною водою*.

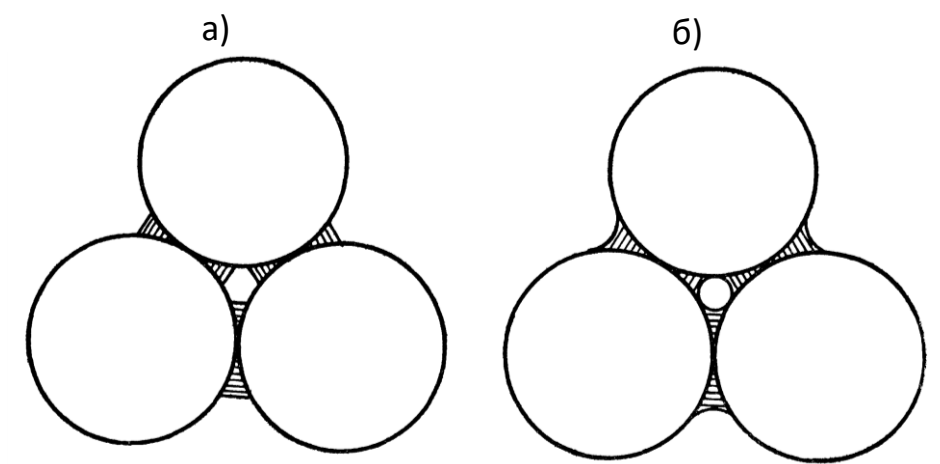


Рисунок 3.2 – Виникнення (а) і змикання (б) манжет стикової води між кулястими частками (С.А. Веріго, Л.О. Разумова, 1973).

Оскільки зв'язок між окремими манжетами і передача гідростатичного тиску відсутні, стикова вода не може пересуватися у краплиннорідкому стані. Пересування її можливе головним чином при переході в пару і лише в дуже невеликій кількості – при плівковому русі нещільнозв'язаної води.

Таким чином, її можна вважати практично нерухомою водою. Судячи із сили утримання стикової води ґрунтом, замерзання її повинне відбуватися при температурі нижче $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Зі збільшенням вмісту води у ґрунті манжети ростуть. Коли радіус манжет стає рівним $0,155 R$ (R – радіус ґрунтових часток), краї окремих манжет у самих вузьких перетинах пор стикаються. В цей момент загальний об'єм води, що складають манжети, невеликий і дорівнює $18,3\%$ загального об'єму пор при кубічному упакуванні і $22,6\%$ об'єму пор при гексагональному упакуванні. Одночасно з цим у ґрунті продовжує існувати система суцільно зв'язаних повітряних проміжків (див. рис. 3.2). Такий стан вологи у ґрунті прийнято називати *фунікулярним*. При ньому можлива передача гідростатичного тиску, а, отже, і перехід води в рідкому стані з однієї точки в іншу. Разом з тим зберігається вільне пересування повітря в ґрунтовій масі. Через вкрай вузькі водяні шляхи пересування вологи при фунікулярному її стані, дуже утруднено.

При подальшому збільшенні вологості вода суцільним шаром покриває частки ґрунту, залишаючи в порах вільні просвіти й утворює плівку, опуклу ззовні на всіх ґрунтових частках і увігнуту всередину в точках їхнього стикування (вода відкритих капілярів). Поступове стовщення плівки приводить до того, що пори суцільно заповнюються водою. Плівка зовсім закриває перехвати між ґрунтовими частками, так що повітря у вигляді сферичних пухирців (затиснене повітря) може залишитися лише в найбільш широких перетинах. Такий стан вологи, коли вона утворить суцільне тіло, а повітря або відсутнє, або знаходиться в ізольованих скупченнях, називається *капілярним станом*. Пересування повітря в порах припиняється, негативний тиск наближається до нуля, і ґрунт переходить у стан капілярного насичення (вода закритих капілярів). Вода утримується в ґрунті силою біля $0,5 \cdot 10^5$ Па і менше, а замерзає при температурі близько нуля градусів.

Гравітаційна вода. При відсутності негативного тиску вся волога, яка додатково надходить у ґрунт, підкоряючись силі тяжіння, просочується вниз. Відповідно до діючої на неї сили вона називається *гравітаційною водою*. Гравітаційна вода знаходиться в ґрунті в некапілярних порах і може бути виявлена або в процесі просочування, або у вигляді скупчень на водоупорах. Гравітаційна вода безпосередньо не зв'язана з частками ґрунту і за своїми властивостями практично не відрізняється від вільної води в масі.

Тверда вода – лід. При зниженні температури ґрунту до -0°C та нижче починається перехід ґрунтової вологи з рідкого стану в лід і відбувається різка зміна властивостей ґрунтової вологи: вона здобуває властивості

твердого тіла. Спочатку кристалізується волога у великих порах ґрунту. У цих умовах перехід ґрунтової води в лід відбувається при температурі, близькій до 0°C. В міру замерзання у ґрунті залишається усе менше і менше вільної води, концентрація ґрунтового розчину збільшується, і волога, яка залишається, замерзає при усе більш низькій температурі.

Основні фізичні властивості льоду: сили зчеплення порядку десятків тисяч атмосфер (при дуже низьких температурах), щільність менше 1, теплоємність близько 0,5. Електроопір ґрунту при переході з талого в мерзлий стан зростає від 1000–7000 ом до десятків і навіть сотень тисяч ом.

Пароподібна волога. У природних умовах невід'ємною складовою частиною всякого ґрунту є пароподібна волога. Вона легко утворюється із всіх інших категорій ґрунтової вологи навіть при найменшій кількості її в ґрунті. Водяний пар займає усі вільні від води і льоду ґрунтові пори. Він майже завжди і скрізь (крім пустелі) є насиченою парою, тому що час і поверхня зіткнення його з ґрунтовою вологою практично не обмежені.

3.2. Потенціали ґрунтової вологи

Для оцінки рухливості ґрунтової вологи і її доступності рослинам недостатньо зведень про кількість води у ґрунті. Необхідно також характеризувати енергетичний стан ґрунтової вологи. Саме така оцінка надає уявлення про величину сил, які утримують і рухають воду в ґрунті, і дозволить вимірювати вихідні параметри, що входять у рівняння для розрахунку пересування води в ґрунті й у системі ґрунт – рослина – атмосфера.

Для характеристики енергетичного стану води використовують один з термодинамічних потенціалів – *хімічний потенціал μ* або *парціальну вільну енергію Гіббса*. Оскільки абсолютні значення багатьох термодинамічних функцій невизначені, знаходять їхні відносні значення, відлічувані від деякого умовного рівня порівняння.

Потенціал води в ґрунті ψ є різниця між вільними енергіями води в ґрунті і води в стандартному стані (у резервуарі з чистою водою при стандартному тиску P_0 , температурі T'_0 і розташованому на висоті h_0)

$$\psi = \mu - \mu_0, \quad (3.3)$$

де μ – абсолютне значення потенціалу води в ґрунті;
 μ_0 – потенціал води в стандартному стані.

Кількість роботи на одиницю маси чистої води (наприклад, у джоулях на кілограм), яку необхідно виконати для переносу одиничної кількості води від його положення в ґрунті до деякого еталонного стану, називається *сумарним потенціалом ґрунтової вологи, ψ_r* . Значення сумарного потенціалу

(у ненасичених ґрунтах ця величина звичайно негативна, у насичених – позитивна) визначається наступними факторами:

1) гравітаційним полем, 2) впливом розчинених солей, 3) впливом твердої фази (включаючи поглинені іони); 4) тиском газоподібної фази ґрунту.

За еталонний або стандартний стан звичайно вибирається резервуар чистої незв'язаної води при заданих температурі (часто 25 °С) і атмосферному тиску та на еталонній висоті h_0 .

Сумарний потенціал ґрунтової вологи ψ_t можна розділити на наступні складові:

– гравітаційний потенціал ψ_g , який характеризує положення розглянутої точки у гравітаційному полі відносно довільно обраної точки відліку або стандартної висоти;

– осмотичний потенціал $\psi_{осм}$, який характеризує сили зчеплення між розчиненими частками (звичайно іонами) і молекулами води;

– потенціал тиску (тензіометричний потенціал) ψ_p це величина, яка поєднує сили взаємодії твердої поверхні ґрунту і води, сили зчеплення між молекулами води і сили, що утворюються за рахунок тиску в газоподібній фазі ґрунту. Цей комбінований потенціал можна виміряти тензіометром.

Сумарний потенціал і осмотичний потенціал можна виміряти або розрахувати за показниками психрометрів і датчиків засоленості. Потенціал тиску також можна розділити на кілька компонентів: пневматичний, каркасний, потенціал, створюваний наносами, і потенціал змочування.

Потенціал тиску, осмотичний і гравітаційний потенціали застосовують у наступних комбінаціях.

Сума всіх трьох потенціалів дає повний потенціал

$$\psi_t = \psi_p + \psi_g + \psi_{осм}. \quad (3.4)$$

Гідравлічний потенціал Φ виражається сумою двох потенціалів

$$\Phi = \psi_p + \psi_g. \quad (3.5)$$

За основне вираження потенціалу приймають енергію на одиницю маси (ψ_m) у джоулях на кілограм (Дж/кг) у системі СІ. Однак в деяких випадках зручніше потенціал виражати як енергію на одиницю об'єму (ψ_v). Це вираження дає розмірність тиску (сила на одиницю площі). У системі СІ тиск прийнято виражати в паскалях, Па – кг/(с²·м).

Оскільки вода практично нестислива рідина, то її щільність майже не залежить від потенціалу. Тому є пряма пропорційність між вираженням потенціалу як енергії на одиницю маси і її вираженням як енергії на одиницю об'єму. Нарешті, потенціал води можна виразити як енергію на одиницю

ваги (гідралічний напір) ψ_F . Усе, що можна виразити в одиницях гідростатичного тиску, можна виразити в значеннях еквівалентного напору води, який представляє собою висоту рідкої колони, яка відповідає даному тиску (одиниця вимірювання в системі СІ – метр, м).

Потенціал тиску ψ_P ґрунтової вологи залежить від вологості ґрунту. Ця залежність тісно пов'язана з мінералогічним і хімічним складом елементарних ґрунтових часток, з питомою поверхнею ґрунту, з її гранулометричним мікроагрегатним і агрегатним складом.

Крива, що характеризує залежність тензіометричного потенціалу води від вологості ґрунту, має велике значення для визначення фізичних властивостей ґрунтів, тому що вона зв'язує два основних показники рідкої фази ґрунту: вміст води у ґрунті з її енергетичним станом, обумовленим структурою, будівлею і складом твердої фази ґрунту. Ця залежність одержала назву *основної гідрофізичної характеристики (ОГХ) ґрунту* (А.М. Глобус, 1969).

Водний потенціал збільшується за абсолютною величиною при зменшенні вологості й перетворюється в нуль при повній вологості. На рис. 3.3, як приклад, наводиться загальний вигляд кривої водоутримання. Відзначимо її характерні риси. При незначному зменшенні вологості ґрунту від повної вологості тиск ґрунтової вологи зростає на деяку величину практично миттєво.

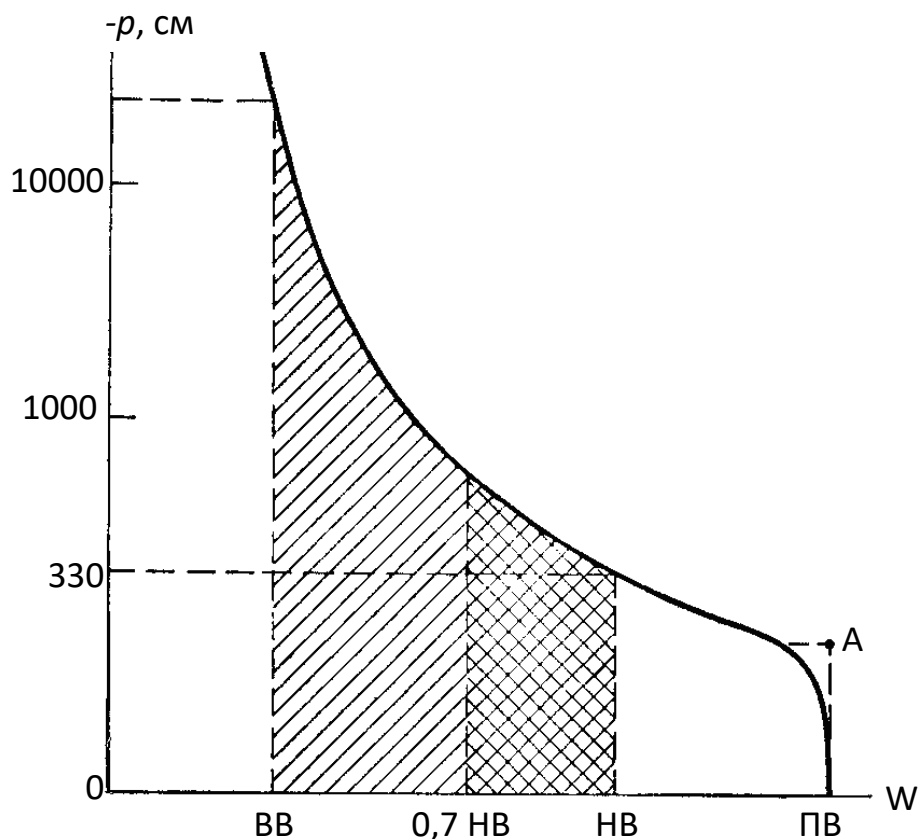


Рисунок 3.3 – Крива водоутримувальної властивості ґрунту.

Цю ділянку кривої досить складно описати при моделюванні, у багатьох моделях вона замінюється вертикальною лінією, що продовжується до перетинання з плавним продовженням верхньої кривої у точці А. Можливість такої апроксимації пов'язана з тим, що режими, близькі до повного зволоження ґрунту, зустрічаються досить рідко. Деякі помилки, які тут з'являються, істотно не впливають на загальний розрахунок.

Подальше зниження вмісту вологи призводить до підвищення абсолютної величини потенціалу, який описується опукло-ввігнутою кривою з точкою перегину. Практичне значення мають точки, зв'язані з тиском, приблизно рівним -330 см і -15000 см. Перша з них відповідає найменшій вологості ґрунту. Це той вміст води у ґрунті, який залишається після стікання зайвої вологи під дією гравітаційних сил. Вологість, яка приблизно дорівнює -15000 см (точне значення залежить від виду рослин), називається вологістю в'янення (ВВ). При вологості, менше ВВ, рослини не здатні поглинати вологу з ґрунту, оскільки при цьому сисна сила ґрунту виявляється вище, ніж та максимальна сисна сила, яку може розвинути коренева система. Ця волога є недоступною для рослин.

При вологості, рівній НВ і нижче, у ґрунті знаходиться достатня кількість не тільки води в її рідкій фазі, але і повітря. При цьому створюються сприятливі умови для життєдіяльності кореневої системи. Тому діапазон вологості ґрунту приблизно від $0,7$ НВ до НВ є для рослин оптимальним. При зменшенні вологості нижче $0,7$ НВ або вище НВ створюються стресові умови по зволоженню ґрунту або по постачанню кореням кисню.

Таким чином, доступна для рослин волога знаходиться в межах вище ВВ, а сприятлива для росту і розвитку рослин – у діапазоні від $0,7$ НВ до НВ. Зрозуміло, усі ці границі орієнтовні і залежать як від вирощуваної культури та фази її розвитку, так і від інших факторів навколишнього середовища, зокрема, від температури та вологості повітря.

Перейдемо до розгляду іншої гідрофізичної характеристики ґрунту – коефіцієнта його вологопровідності $k(p)$, залежність якого при повному насиченні має назву *коефіцієнта фільтрації* k_f . Зі збільшенням абсолютної величини водного потенціалу, тобто зі зменшенням вологості ґрунту, $k(p)$ зменшується (рис. 3.4). При цьому значення коефіцієнта фільтрації глинистих ґрунтів виявляється набагато менше, ніж відповідне значення для піску або ґрунтів легкого механічного складу.

В той же час при зниженні вологості (росту сисної сили ґрунту) вологопровідність легких ґрунтів зменшується більш різко і при вологості, меншій НВ, значення $k(p)$ для піску виявляється нижче, ніж для суглинку. В зв'язку з цією властивістю вологопровідності посіви на легких ґрунтах виявляються надзвичайно чутливими до посушливих періодів: різке зростання коефіцієнта вологопровідності за умов, близьких до насичення, призводить до швидкого проникнення води, яка поступає у вигляді опадів,

у нижні ґрунтові горизонти і зникнення її з шарів, в яких розміщується коренева система.

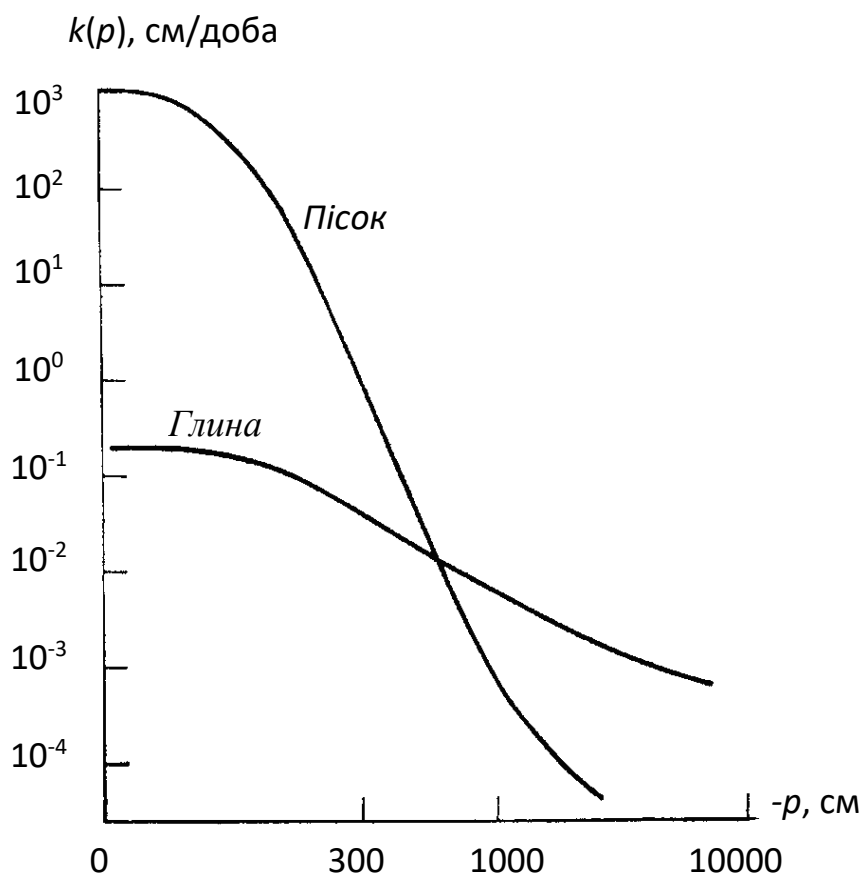


Рисунок 3.4 – Залежність коефіцієнта вологопровідності від водного потенціалу ґрунту.

Взагалі, вигляд розглянутих кривих визначається багатьма властивостями ґрунту – їх мінералогічним складом, щільністю, вмістом ґрунтової органіки і, зрештою, залежить від всієї історії ґрунтоутворювального процесу в даному місці. Характерні риси залежностей водного потенціалу $p(w)$ і коефіцієнта вологопровідності $k(p)$ пов'язують з легко вимірюваними ґрунтовими параметрами. Найбільш поширені з них наведені у табл. 3.1 та 3.2.

Таблиця 3.1 – Деякі напівемпіричні моделі ОГХ

Вид моделі	Автор
$w = -\frac{1}{B} \ln \frac{p}{A}$	W.C. Visser
$w = Ap^{-B}$	R.R. Curry, L.H. Chen

Продовження таблиці 3.1	
$w = \frac{w_s}{[1 + (p/A)^B]}$	Я.В. Пачепський
$\frac{w - w_r}{w_s - w_r} = \exp\left(-A \ln^2 \frac{p}{B}\right)$	В.В. Терлеєв
$\frac{w_s - w}{w_s - w_r} = \frac{1}{B} \ln \frac{p}{A}$	D.A. Farrel, W.E. Larsen
$w = w_s \quad \text{при} \quad p \geq p_B$ $\frac{w - w_r}{w_s - w_r} = \left(\frac{p_B}{p}\right)^A \quad \text{при} \quad p < p_B$	R.R. Brooks, A.T. Correy
$\frac{w - w_r}{w_s + w_r} = \frac{A}{A + (p)^B}$	R. Havercamp
$p = A \exp\left(B \frac{w - BB}{HB - BB}\right)$	К.К. Павлова, І.Л. Калюжний

Тут w_s – вологість насичення; w_r – максимальна гігроскопічність;
 HB – найменша вологоємність; BB – вологість в'янення.

Таблиця 3.2 – Моделі функції вологопровідності

Вид моделі	Автор
$k = A \left(\frac{p}{p_s}\right)^B$	Б.Н. Мічурін
$k = A[B + (-p)^n]$	W.R. Gardner
$k = k_f \left(\frac{w - w_r}{w_s - w_r}\right)^{1/2} \left(\frac{\int_0^w \frac{dw}{p(w)}}{\int_0^{w_s} \frac{dw}{p(w)}}\right)^2$	Y. Mualem
$k = k_f \left(\frac{w}{w_s}\right)^B \left(\frac{\int_0^w \frac{dw}{p^2(w)}}{\int_0^{w_s} \frac{dw}{p^2(w)}}\right)$	R.E. Green, A.T. Correy

Тут p_s – потенціал барботування.

Поняття повного і гідравлічного потенціалів будуть надалі використані під час розгляду руху води у ґрунті. Вода у ґрунті переміщається силою, яка визначається величиною і напрямком градієнта відповідної комбінації потенціалів. Для води, що переміщається у ґрунті в рідкому вигляді, така сила дорівнює градієнтові гідравлічного потенціалу.

3.3. Механізми пересування вологи у ґрунті

При зволоженні ґрунту після досить інтенсивних опадів або поливу волога переміщається всередину під дією суми двох сил – маси і сисної сили більш сухих нижніх шарів. Якщо верхній шар ґрунту промочується при цьому до максимального насичення, рух води здійснюється в рідкій фазі і відбувається в основному по великих порах, тріщинках та інших локальних каналах. Якщо розглядати вегетаційний сезон в цілому, то періоди зволоження займають невеликий відсоток сумарного часу, особливо в аридних і напіваридних регіонах, де вода є основним фактором, який лімітує урожай.

Значно більш істотне значення в житті рослин має режим висушування. У цьому режимі розчинені у воді поживні речовини підтягуються до коренів рослин, а самі рослини, поглинаючи воду з ґрунту і випаровуючи її в атмосферу, підтримують свої життєвоважливі функції в межах, які забезпечують їхнє нормальне функціонування. В тих випадках, коли ґрунт цілком насичений водою, на нього не діють ніякі інші сили, окрім маси, і волога вільно перетікає в нижче розташовані шари як нестислива рідина, аж до водоупора або ґрунтових вод. Однак, така ситуація створюється лише на короткочасні періоди. Звичайно лише частина порового простору зайнята водою, а інша – ґрунтовим повітрям. Саме рух вологи в ненасиченій зоні ґрунтового профілю представляє головну задачу моделювання.

При зменшенні вологості пересування вологи починає здійснюватися по капілярах різного діаметра і «проміжках» між ґрунтовими агрегатами. Оскільки в більш сухих шарах заповнені водою капіляри в середньому мають менший діаметр, вода починає поступати в ці шари за рахунок різниці капілярних тисків. Ця сисна сила ґрунту починає превалювати над силою маси і стає основною при зменшенні вологості нижче так названої повної польової вологоємності (ППВ) або що, те ж саме, найменшої вологоємності (НВ). При подальшому висушуванні ґрунту перенесення вологи здійснюється як у рідкій фазі у вигляді дифузії молекул у шарі води, адсорбованому на ґрунтових частках, так і у вигляді пари, яка дифундує у вільному поровому просторі.

Головними діючими силами, відповідальними за переміщення води у ґрунті є, таким чином, сила маси, яка завжди спрямована вниз і гідравлічний потенціал, дія якого спрямована від більш вологих шарів ґрунту до більш сухих.

Пересування води у ґрунті підкоряється основному закону перенесення маси й енергії, відповідно до якого щільність потоку q (тобто, об'єм субстанції V , перенесений через одиницю площі поперечного перерізу A в одиницю часу t) пропорційна градієнту рушійних сил

$$\frac{V}{A_t} = q = -K \text{ grad}\Phi, \quad (3.6)$$

де K – коефіцієнт пропорційності, який залежить від властивостей провідного середовища і провідної субстанції;

$\text{grad}\Phi$ – градієнт гідравлічного потенціалу, тобто та рушійна сила, під впливом якої і рухається вода.

Знак мінус у рівнянні (3.6) означає, що рух відбувається в напрямку, протилежному тому, в якому зростає потенціал.

Одиниця щільності потоку така ж, як і для швидкості ($\text{м}^3/\text{м}^2 \cdot \text{с}$; $\text{м}/\text{с}$), але стосовно до пересування ґрунтової води віддають перевагу застосуванню терміну «щільність потоку» (або просто «потік»), оскільки термін «швидкість» стосовно ґрунтової води недостатньо зрозумілий. Справа в тому, що ґрунтові пори мають різну форму, ширину й напрямок, тому справжня швидкість у ґрунті дуже мінлива. Наприклад, у більш широких порах вода проходить значно швидше, ніж у вузьких. У центрі капіляра або в півці на деякій відстані від поверхні часток вода рухається швидше, ніж біля поверхні часток. Тобто не можна говорити про якусь єдину швидкість течії води і, ймовірно, вірніше говорити про середню швидкість. Однак, навіть середня швидкість течії рідини у ґрунті відрізняється від потоку в тому розумінні, в якому він визначений вище.

В дійсності потік води у ґрунті не проходить по всій площі поперечного перерізу A , тому що частина площі зайнята ґрунтовими частками, а проходить тільки в тій частині, яка представлена порами, відкритими для течії. Оскільки реальна площа, через яку проходить потік, менше A , то дійсна середня швидкість течії рідини значно більше, ніж потік q . Крім того, дійсна довжина шляху, який проходить визначений об'єм рідини, значно більше довжини стовпчика l через звивисту природу пор, в яких переміщається ґрунтова вода. Звивистість можна визначити як середнє відношення шляху, дійсно пройденого водою до удаваного або прямого шляху, тобто до довжини ґрунтового зразка. Таким чином, *звивистість* – *безрозмірний геометричний параметр*, який, хоча його і важко точно виміряти, завжди більше одиниці (1). У випадку повного заповнення пор водою (при $\theta = \varepsilon$), тобто в *насичених водою ґрунтах*, відбувається фільтрація води через ґрунт під впливом градієнта позитивного потенціалу тиску.

При переході до *ненасичених вологою ґрунтів* (при $\theta < \varepsilon$) картина пересування води ускладнюється. В області капілярно-гравітаційної води відбувається пересування рідкої води у вигляді суцільного капілярного потоку. При зниженні вмісту води нижче найменшої вологомісткості відбувається пересування рідкої води в плівково-капілярному вигляді. Якщо вологість ґрунту нижче вологості в області між плівковою нещільнозв'язаною і плівковою капілярною водою, плівковий механізм пересування рідкої води супроводжується пародифузійним. І нарешті, в області міцнозв'язаної адсорбційної води відбувається переважно пародифузійне перенесення води у ґрунті.

3.4. Рух води у насиченому вологою ґрунті

У насиченому вологою ґрунті рушійною силою є градієнт гідравлічного потенціалу Φ , який представляє собою, відповідно до рівняння (3.5), суму позитивного потенціалу тиску ψ_P і гравітаційного потенціалу ψ_g . Отже, щільність потоку q між точками 2 і 1, гідравлічний потенціал яких відповідно Φ_2 і Φ_1 , а відстань між ними $l_{2,1}$ можна представити в наступному вигляді

$$q = -K \frac{\Phi_2 - \Phi_1}{l_{2,1}}. \quad (3.7)$$

Під час розгляду руху води у ґрунті потенціал Φ зручніше виражати у вигляді потенціалу на одиницю ваги Φ_w , який має розмірність довжини і еквівалентний гідравлічному напору H . Таким чином,

$$\Phi_w = H = h + z, \quad (3.8)$$

де h – напір тиску (еквівалентний P або ψ_P);

z – висота над відповідним рівнем води, який взято за початковий.

При стаціонарному (сталому в часі та просторі) русі води через вертикальний стовпчик ґрунту (рис. 3.5) висотою l , верхня частина якого затоплена шаром води з постійним напором h , а дно поставлено в резервуар з постійним рівнем, гідравлічний напір H_2 на границі надходження води ($z = l$) дорівнює $H_2 = h + l$, а на границі витікання води зі стовпчика ($z = 0$) гідравлічний напір H_1 дорівнює нулю, тому що і гравітаційний напір z і напір тиску h дорівнюють нулю. Тоді

$$\Delta H = H_2 - H_1 = h + l, \quad (3.9)$$

а

$$q = -K \frac{\Delta H}{l} = -K \left(\frac{h+l}{l} \right). \quad (3.10)$$

Падіння напору на одиницю відстані в напрямку руху $(h+1)/l$ називають *гідравлічним градієнтом*. Отже, потік пропорційний гідравлічному градієнту. Коефіцієнт пропорційності K називають *гідравлічною провідністю*. Прямолінійну залежність між потоком і гідравлічним градієнтом називають *законом Дарсі*, за прізвищем французького інженера, який установив її при вивченні руху води через піщані фільтри. Закон Дарсі представляє собою окремий випадок загального закону перенесення маси й енергії.

Гідравлічна провідність – відношення щільності потоку до гідравлічного градієнта і представляє собою нахил кривої, що зв'язує щільність потоку з гідравлічним градієнтом.

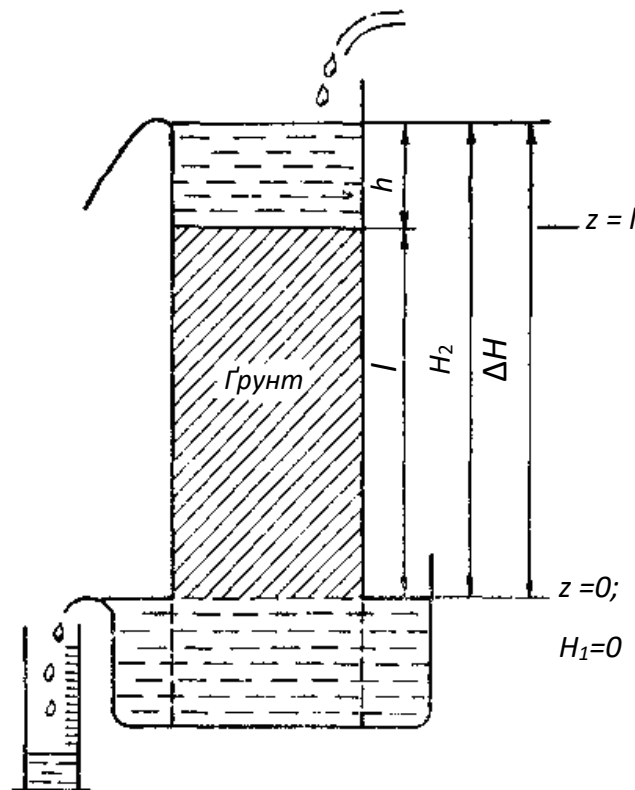


Рисунок 3.5 – Стационарний рух води через вертикальний стовпчик ґрунту (за А.Д. Вороніним, 1986).

При розмірності потоку LT^{-1} (довжина в одиницю часу) одиниця гідравлічної провідності буде залежати від розмірності рушійних сил градієнта потенціалу). Якщо потенціал представлений роботою на одиницю ваги, тобто розмірністю довжини, то гідравлічний градієнт h/l , будучи відношенням довжини до довжини, – величина безрозмірна. Отже, розмірність гідравлічної провідності буде такою ж, як і розмірність потоку LT^{-1} у системі СІ (м/с) або в інших зручних для застосування кратних величинах.

У тому випадку, коли градієнт потенціалу виражений у вигляді зміни тиску на одиницю довжини, то гідравлічна провідність буде мати розмірність $M^{-1}L^3T$ (тут M – маса), або в системі СІ – $m^2/(Pa \cdot s)$.

У насичених вологою ґрунтах при $W = W_{max}$ зі стійкою структурою гідравлічна провідність приймає максимальне значення, яке назване *коефіцієнтом фільтрації*.

Порядок коефіцієнта фільтрації в піщаних ґрунтах $10^{-3} \dots 10^{-2}$ см/с, супіщаних – $10^{-4} \dots 10^{-3}$ см/с, суглинкових – $10^{-5} \dots 10^{-4}$ см/с, глинистих – менше 10^{-5} см/с.

Очевидно, що гідравлічна провідність залежить не тільки від гранулометричного складу, але й структури ґрунту. Вона вище у високопористих, добре агрегованих ґрунтах і нижче у зв'язаних та щільних. Гідравлічна провідність також залежить не тільки від загальної пористості, але, насамперед, від розміру провідних пор. Наприклад, піщані ґрунти з великими порами мають значно більшу провідність, ніж глинисті ґрунти з вузькими порами, незважаючи на те, що загальна пористість глинистих ґрунтів часто буває більше, ніж піщаних.

3.5. Рух вологи у ненасиченому вологою ґрунті

Особливості руху вологи у ненасиченому водою ґрунті. Рух води в ненасиченому вологою ґрунті підкоряється основному закону перенесення маси і подібно течії води в насичених ґрунтах викликається рушійною силою, яка виникає в результаті градієнта потенціалу. Воно відбувається в напрямку зниження потенціалу, а швидкість течії пропорційна градієнтові потенціалу і залежить від геометрії порового простору, у якому відбувається переміщення води. Розходження цих двох механізмів руху води у ґрунті полягає в тому, що в насиченому ґрунті рушійною силою є градієнт позитивного потенціалу, у випадку ж руху в ненасиченому ґрунті – градієнт негативного потенціалу. Потенціал тиску ґрунтової вологи обумовлений взаємодією води з поверхнею ґрунтових часток і капілярних сил. Вода прагне переміститися з місць, де товщина плівок, які покривають частки ґрунту, товстіша і кривизна менісків менше, у місця, де товщина плівок менше, а кривизна більше. Іншими словами, вода спонтанно переміщається у ґрунті з місць, де потенціал тиску вище, у місця, де він нижче.

Крім того, у ненасичених ґрунтах з'являється новий додатковий механізм перенесення води у вигляді пари. За високої вологості та відсутності градієнта температури його роль, мабуть, невелика. В міру зменшення вологості його значення зростає і при вологості нижче вологості області переходу між плівковою нещільнозв'язаною і плівковою капілярною водою, за якої відбувається злиття менісків і заповнення пор між частками, пародифузійний механізм перенесення води стає рівним плівковому, а в області міцнозв'язаної води цей механізм переважає. Тому в поверхневому

шарі, де ґрунт висушений і піддається сильним температурним градієнтам, перенесення пари стає переважним механізмом переміщення води.

Рушійна сила досягає максимальної величини в зоні змочування, тобто там, де вода вступає в контакт із сухим ґрунтом і рухається вперед. Тут градієнт потенціалу досягає декількох сотень і навіть тисяч кілопаскалей на сантиметр. Такий градієнт обумовлює рушійну силу в кілька тисяч разів більшу, чим гравітаційні сили, проте, швидкість руху води в цій зоні невелика через низьку гідравлічну провідність.

Очевидно, найбільш важливе розходження між рухом води в насичених і ненасичених ґрунтах полягає в гідравлічній провідності. У насичених ґрунтах усі пори заповнені водою, так що нерозривність і, отже, провідність у них максимальна. В міру зменшення вологості частина пор звільняється від води і заповнюється повітрям, тому частка провідних пор у площі поперечного перерізу ґрунту скорочується. При видаленні води, насамперед, звільняються великі пори, які мають найбільшу провідність, а вода, що залишається, тече по більш дрібних порах. З утратою води зростає звивистість шляхів руху води. У піщаних ґрунтах, що мають велику гідравлічну провідність у насиченому водою стані, при зниженні вологості швидко настає такий стан, коли вода залишається тільки в манжетах у точках контактів між частками, утворюючи таким чином практично не зв'язані ділянки води, у результаті провідність різко падає (див. рис. 3.3).

При насиченні найбільшу провідність мають ті ґрунти, в яких великі і неперервні пори становлять більшість всіх об'ємів порового простору; найменша провідність відзначається у ґрунтах, які складаються з дрібних пор. Добре відомо, що піщані ґрунти проводять воду швидше, ніж глинисті. Проте у ненасичених ґрунтах спостерігається протилежна картина. У ґрунтах з великими порами вода швидко просувається і в міру розвитку всмоктування, вони стають практично непровідними, що призводить до різкого зниження початкової високої провідності. У ґрунтах з перевагою дрібних пор, більшість з них залишаються заповненими і проводять воду навіть при досить низькому потенціалі, так що гідравлічна провідність різко не знижується і може залишитися більш високою, ніж у ґрунтах з великими порами при тому самому потенціалі води.

Для розрахунку потенціалу тиску ґрунтової вологи ψ_p в діапазоні від вологості стійкого в'янення до повної вологоємності ґрунту О.Д. Сиротенко запропонував емпіричну формулу

$$\psi_{p_i} = 1,5 \cdot 10^5 \exp \left(-7,76 \frac{W_i - W_i^{AB}}{W_i^{IA} - W_i^{BB}} \right), \quad (3.11)$$

де ψ_{p_i} – потенціал ґрунтової вологи i -го шару ґрунту, Па;

W_i – вологість ґрунту, мм;

$W_i^{\hat{A}B}$ – вологість стійкого в'янення, мм;

$W_i^{ПВ}$ – повна вологоємність, мм.

А.І. Будаговським запропонована наступна залежність гідравлічної провідності від насиченості

$$K_i = K_{oi} \left(\frac{\theta_i - \theta_i^{\hat{A}B}}{\theta_i^{\hat{I}A} - \theta_i^{\hat{A}B}} \right)^F, \quad (3.12)$$

де K_i – гідравлічна провідність i -го шару ґрунту, см/с;

K_{oi} – коефіцієнт фільтрації, см/с;

F – параметр, який за різними оцінками дорівнює 3,5 – 4.

Загальне рівняння руху води в ненасиченому ґрунті. Розглянемо рух води в елементарному ґрунтовому об'ємі. Будемо розглядати цей об'єм у вигляді труби одного діаметра, яка має довжину, рівну l (рис. 3.6).

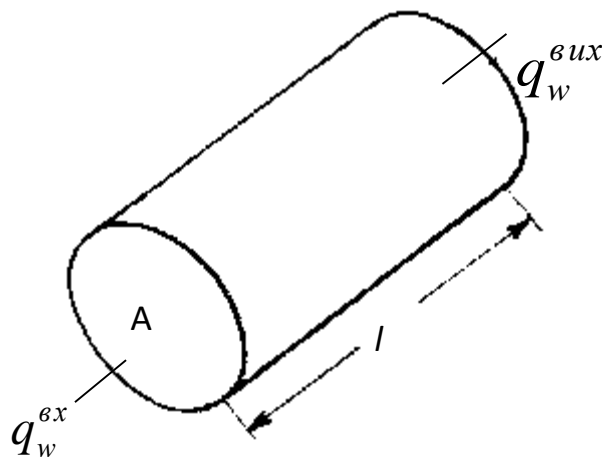


Рисунок 3.6. – Труба з площею поперечного перерізу A і довжиною l рівномірно заповнена однорідним ґрунтом. Щільність водного потоку

на вході q_w^{ex} і на виході q_w^{ex} .

Якщо спостерігається потік вологи в насиченому вологою ґрунті в цьому об'ємі, то його щільність буде постійною в кожному поперечному перерізі труби. Отже, вода не затримується.

Рух води в ненасиченому вологою ґрунті супроводжується зміною вологості, в результаті чого вода може накопичуватися в якомусь нескінченно малому елементарному об'ємі ґрунту або витратитися з нього.

Тому щільність потоку води, що входить у цей об'єм, q_w^{6x} не дорівнює щільності потоку води, що виходить з нього q_w^{6ux} . Різниця між щільністю вхідного і вихідного потоків і створює запас води θ у розглянутому елементарному об'ємі ґрунту. Отже, швидкість зміни вмісту води в цьому об'ємі $\partial\theta/\partial t$ можна визначити за різницею потоків, виразивши її як зміну щільності потоку в напрямку руху води $\partial q_w/\partial l$. Швидкість зміни вмісту води в нескінченно малому елементарному об'ємі ґрунту дорівнює різниці між потоками води, що входить у цей об'єм і виходить з нього, плюс будь-які джерела і стоки рідкої води, яка знаходиться в цьому елементарному об'ємі ґрунту. Це формулювання одержало назву *закону збереження маси*, оскільки встановлює, що вода не губиться з даного елементарного об'єму і не порушується її нерозривність. Для одночасної течії води у ґрунті цей закон математично можна виразити наступним рівнянням

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial q_w}{\partial l} \pm S_\theta, \quad (3.13)$$

де θ – об'ємна вологість;

t – час;

q_w – щільність потоку;

l – відстань;

S_θ – джерельно-стоковий член.

Це рівняння називають *рівнянням нерозривності*.

Для визначення величини q_w приблизно можна скористатися рівнянням Дарсі (3.7), яке стосовно до руху води в ненасиченому ґрунті буде мати наступний вигляд

$$q_w = -K \frac{\partial\Phi}{\partial l}. \quad (3.14)$$

Підставимо в рівняння (3.13) замість q_w його значення із (3.14). Тоді отримаємо

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial l} \left(K \cdot \frac{\partial\Phi}{\partial l} \right) \pm S_\theta. \quad (3.15)$$

Це і є *загальне рівняння потоку вологи у ґрунті*, яке було запропоноване А.А. Роде.

Розглянемо рух води у вертикальному напрямку. Згідно (3.8), $\Phi = \psi_P + \psi_g$. При визначеному виборі одиниць вимірювання (в см водн. ст.) гравітаційна складова повного потенціалу дорівнює за абсолютною величиною z , так що $\Phi = \psi_P + z$. Виходячи з цього рівняння (3.15) матиме такий вигляд

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \cdot \frac{\partial \psi_P}{\partial z} \pm K \right) \pm S_\theta, \quad (3.16)$$

причому знак плюс перед параметром K відноситься до спадного руху, а знак мінус – до висхідного.

У рівняння (3.16) входить як θ , так і ψ_P . Другий член у круглих дужках у рівнянні (3.16) можна записати у вигляді

$$\frac{\partial \psi_P}{\partial z} = \frac{\partial \psi_P}{\partial \theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (3.17)$$

Підставимо значення $d\psi_P/dz$ із рівняння (3.17) у рівняння (3.16), отримаємо

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi_P}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \pm K \right) \pm S_\theta. \quad (3.18)$$

У цьому рівнянні величини K і $d\psi_P/d\theta$, відображають властивості ґрунту і залежать від його вологості. Отже, і їхній добуток також залежить від вологості.

$$D_\theta = K \frac{\partial \psi_P}{\partial \theta}. \quad (3.19)$$

Величина D_θ називається *коефіцієнтом гідралічної дифузії*; її розмірність – метр квадратний на секунду ($\text{м}^2/\text{с}$).

Введемо величину D_θ у рівняння (3.18), одержимо рівняння дифузії вертикального потоку ґрунтової вологи

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z} \pm K \right) \pm S_\theta. \quad (3.20)$$

Рішення рівняння (3.20) при визначених початкових і граничних умовах представляє собою функцію $\theta(z, t)$, яка є розгорнутим описом динаміки вологості ґрунтового профілю з часом.

3.6. Рух пароподібної води у ґрунті

Незважаючи на те, що в деяких випадках рух пари води у ґрунті може відбуватися шляхом перенесення маси, наприклад, коли вихри, вітри викликають загальний рух ґрунтового повітря і суміші пари у поверхневому шарі ґрунту, в основному їхній рух здійснюється шляхом дифузії – процесу, у якому різні компоненти суміші переміщуються незалежно, а іноді й у

протилежних напрямках в залежності від різниці концентрацій (або парціальних тисків) від одного місця до іншого.

Пари води завжди присутні в газовій фазі ненасиченого водою ґрунту, і їхня дифузія завжди відбувається за різниці тиску пари у ґрунтовому профілі.

Рівняння дифузії пари води має наступний вигляд

$$q_v = -D_v \frac{\partial \rho_v}{\partial x}, \quad (3.21)$$

де q_v – щільність потоку пари, г/(см²·с);

ρ_v – щільність пари (або концентрація) у газовій фазі, г/см³;

D_v – коефіцієнт дифузії пари води, см²/с; D_v у ґрунті нижче, ніж в атмосфері ($D_v \approx 0,2$), через обмежений об'єм і звивистість пор.

Розглядаючи рідку воду в ґрунті, як джерело і стік пароподібної води і приймаючи, що зміни вмісту рідкої води в часі значно більше змін щільності пари, Джексон вивів рівняння, яке описує нестационарне перенесення пари в залежності від вмісту рідкої води θ (об'ємна вологість)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial l} \left[D_v \frac{\partial \rho_v}{\partial \theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial l} \right] \pm S_\theta. \quad (3.22)$$

Для одночасного перенесення рідкої води і пароподібної води використовується рівняння

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial l} \left[\left(D_v \frac{\partial \rho_v}{\partial \theta} + D_\theta \right) \frac{\partial \theta}{\partial l} \right] \pm S_\theta, \quad (3.23)$$

де D_θ – коефіцієнт гідравлічної дифузії.

Наведені вище рівняння розглядають дифузію пари води в ізотермічних умовах, виходячи з того, що як в'язка течія у рідкій фазі, так і дифузія пари викликані поверхневими силами ґрунтових часток і капілярністю. Істотний вплив на тиск пари води у ґрунті чинять розчинені у воді речовини.

При постійній температурі різниця тиску пари, який може бути розвинутий в незасолених ґрунтах, дуже малий. Наприклад, зміна капілярно-сорбційного потенціалу від –0 до –10000 кПа супроводжується зміною тиску пари усього лише від 2,33 до 2,18 кПа. Різниця між ними складає тільки 0,15 кПа. Тому припускають, що в звичайних польових умовах ґрунтового повітря майже завжди насичене парами води. Проте при наявності різниці температур різниця тиску пари може бути значною. Наприклад, при зміні температури усього на 1 °С (від 19 до 20 °С) тиск пари

збільшується приблизно на 0,15 кПа, тобто на таку ж величину, як і при зміні потенціалу води на 10000 кПа.

У діапазоні переважаючих у польових умовах температур зміна тиску насиченої пари коливається в наступних межах:

Температура, °С	0	20	30	50
Тиск пари, кПа	0,6091	2,3384	4,2451	7,4214

Пари води переміщуються від теплих до холодних шарів ґрунту. Оскільки вдень поверхня ґрунту тепліше, а вночі холодніше, ніж глибше розташовані шари, то рух пари удень спрямовано вниз, а вночі нагору. Температурні градієнти можуть також викликати переміщення рідкої води шляхом впливу на поверхневий натяг.

3.7. Агрогідрологічні властивості ґрунту

Вивчення взаємодії води з ґрунтом, механізмів руху вологи й освоєння її рослиною приводить до висновку, що при зміні вологості ґрунту спостерігаються деякі вузлові точки, в яких властивості води та доступність її для рослин різко змінюються. При цьому у ґрунтах, різних за механічним складом, структурою, пористістю і т. п. ці точки відповідають різній кількості вологи, що міститься в них. Вузлові точки, в яких різко змінюються властивості та доступність для рослин ґрунтової вологи називаються *агрогідрологічними властивостями ґрунту*.

В основу визначення агрогідрологічних властивостей ґрунту покладено принцип розділення ґрунтової вологи за ступенем зв'язності, рухомості та доступності її для рослин. Саме тому цей принцип дозволяє із загальної кількості вологи, яка утримується ґрунтом, виділити ту її частину, яка має однакову цінність для формування урожаїв сільськогосподарських рослин, і тим самим порівняти вологість різних типів ґрунтів.

Найбільш широко використовуються наступні агрогідрологічні властивості ґрунту: *недоступна волога, вологість стійкого в'янення, вологість розриву капілярів, найменша вологомісткість, капілярна вологомісткість, повна вологомісткість*.

Для більш наочного представлення про співвідношення усіх форм води у ґрунті при різних ступенях зволоження на рис. 3.7 надається схема. З лівої сторони схеми показані межі зволоження, які відповідають тим чи іншим агрогідрологічним властивостям ґрунту. Праворуч показано, яка частина води є для рослин доступною і яка недоступною, а також (буквами) ступінь засвоюваності рослиною вологи при різній зволоженості ґрунту.

Кожен тип ґрунту характеризується своїми агрогідрологічними властивостями.

Недоступна волога. Це волога, яка утримується ґрунтом силами більшими осмотичного тиску клітинного соку корневих мочок і волосків; вона не може бути відібрана рослиною цілком із ґрунту навіть у момент повного зів'янення рослини. Отже, абсолютною межею доступної рослинам ґрунтової вологи є вологість ґрунту в момент повного в'янення рослин – втрати тургору не тільки надземною частиною, але й всмоктувальними клітинами коренів.

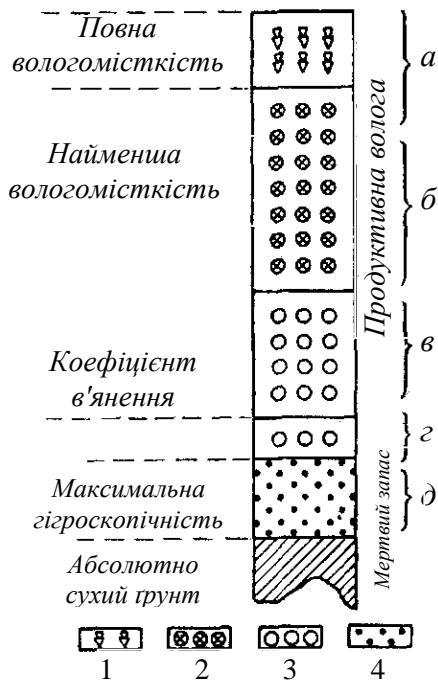


Рисунок 3.7 – Схема різних видів вологи у ґрунті в залежності від різного ступеня зволоження (за Г.З. Венцкевичем, 1958): 1 – гравітаційна вода; 2 – капілярна вода легкокорухлива; 3 – капілярна вода слабкорухлива; 4 – зв'язана вода. а – рослина страждає від надлишку вологи; б – оптимальне зволоження; в – рослина зазнає нестачу вологи; г – через нестачу вологи рослина припиняє ріст; д – рослина гине.

У культурних рослин за цих умов зневоднювання надземної частини, яка починає в'янути значно раніше коренів, дуже велике і в результаті необоротних процесів зміни структури плазми, рослина гине. Вологу, яка залишається в цей момент у ґрунті, називають *недоступною вологою*. Межа освоєння рослиною ґрунтової вологи практично відповідає кількості міцнозв'язаної води.

Кількість води сорбованої ґрунтом при відносній вологості повітря, близькій до його насичення (біля 100 %), називається *максимальною гігроскопічністю ґрунту* (МГ). Максимальна гігроскопічність ґрунту визначається його питомою поверхнею: чим більше питома поверхня ґрунту, тим більше його максимальна гігроскопічність.

Як видно з даних табл. 3.3, максимальна гігроскопічність різних типів ґрунтів дуже різна. У мінеральних ґрунтах вона коливається від десятих часток відсотка (піщані ґрунти) до 10–15 % (глинисті ґрунти). Максимальна гігроскопічність органічних (торф'яних) ґрунтів складає 30–40 % і навіть більше.

На основі залежності потенціалу ґрунтової вологи від вологості різних типів ґрунтів межею доступності вологи для рослин у першому наближенні можна вважати потенціал біля $-50 \cdot 10^5$ Па (за деякими даними вона приймається рівною $-30 \cdot 10^5$ Па).

Таблиця 3.3 – Максимальна гігроскопічність різних типів ґрунтів над 10 %-ною сірчаною кислотою в % маси абсолютно сухого ґрунту (С.А. Веріго, Л.О. Разумова, 1973)

№ п/п	Склад ґрунту	Максимальна гігроскопічність
1	Пісок	0,5 – 1,0
2	Супісок	1,0 – 3,0
3	Суглинок легкий	3,0 – 5,0
4	Суглинок середній	4,0 – 7,0
5	Суглинок важкий	6,0 – 9,0
6	Глина	9,0 – 15,0
7	Торф низинного болота	30,0 – 40,0

Вологість стійкого в'янення (ВВ). Поглинання рослиною вологи з ґрунту обмежується, з одного боку сисною силою їхніх кореневих мочок і волосків, з іншого боку – загальною напругою і рухливістю ґрунтової вологи. Воно тісно пов'язано з роботою, яка потрібна для видобування вологи з ґрунту. Сисна сила коренів більшості сільськогосподарських рослин відповідно до осмотичного тиску в період їхнього росту коливається від $-5 \cdot 10^5$ до $-10 \cdot 10^5$ Па.

Нестача надходження вологи спочатку викликає лише зменшення вмісту води у рослині, надалі ж призводить і до втрати тургору. Вологість ґрунту, за якої тургор рослин не відновлюється навіть у повітрі, близькому до насичення водяними парами, називається *вологістю стійкого в'янення (коефіцієнтом в'янення)*. Вологість стійкого в'янення виражається у відсотках маси абсолютно сухого ґрунту. За цієї вологості внаслідок в'янення у рослин припиняється накопичення рослинної маси, а отже, і урожаю. Хоча рослини можуть видобувати ґрунтову вологу і до вологості меншої, ніж вологість стійкого в'янення, до межі недоступної вологи, однак при такому зволоженні вони вже не можуть нормально функціонувати і накопичувати урожай. Тому вологість стійкого в'янення вважається найважливішою агрогідрологічною властивістю ґрунту.

Стійке в'янення сільськогосподарських рослин спостерігається при потенціалі ґрунтової вологи від $-10 \cdot 10^5$ до $-20 \cdot 10^5$ Па і найчастіше відповідає $-15 \cdot 10^5$ Па. Вологість стійкого в'янення різних ґрунтів дуже різна: чим дрібноземлистий і багатший гумусом ґрунт, тим вона вище. Вологість

стійкого в'янення приблизно відповідає всій кількості наявної в даному ґрунті зв'язаної води, тобто сумі міцно і нещільно зв'язаної води (табл. 3.4). Із даних таблиці видно, що вологість стійкого в'янення для пісків не перевищує 1,5 %, для суглинків вона коливається від 4 до 12 %, на глинистих ґрунтах досягає 20 %, а на органічних перевищує 50 % маси абсолютно сухого ґрунту.

Таблиця 3.4 – Вологість стійкого в'янення (в % маси абсолютно сухого ґрунту) для різних типів ґрунтів (С.А. Веріго, Л.О. Разумова, 1973)

№ п/п	Склад ґрунту	Вологість в'янення
1	Пісок	0,5 – 1,5
2	Супісок	1,5 – 4,0
3	Суглинок легкий	3,5 – 7,0
4	Суглинок середній	5,0 – 7,0
5	Суглинок важкий	8,0 – 12,0
6	Глина	12,0 – 20,0
7	Торф низинного болота	40,0 – 50,0

Внаслідок наведених вище величезних розходжень у коефіцієнтах в'янення, для оцінки умов водопостачання сільськогосподарських культур, які вирощуються на різних ґрунтах, порівнюваною можна вважати лише вологу, яка знаходиться в них понад вологості стійкого в'янення. Так як накопичення рослинної маси і формування урожаю (продукції) здійснюється лише за рахунок цієї вологи (понад коефіцієнта в'янення), її прийнято називати *продуктивною вологою*.

Кількість продуктивної вологи розраховується по різниці між усією наявною у ґрунті вологою і кількістю її, що відповідає коефіцієнту в'янення. Таким чином, вологість стійкого в'янення прирівнюється до нуля. Природно, що ця нульова точка повинна бути визначена для кожного типу ґрунту та глибин, для яких визначається вологість.

Вологомісткість ґрунтів. Здатність ґрунтів утримувати в собі вологу, обмежена його властивостями, умовами залягання та глибиною залягання ґрунтових вод. Максимальна кількість вологи, яку здатний утримувати в собі ґрунт у польових умовах, називається її *вологомісткістю*. У польових умовах в залежності від глибини залягання водного дзеркала у ґрунті розрізняють *повну, капілярну і найменшу вологомісткість*.

Повна вологомісткість (ПВ). Кількість води, що міститься у ґрунті в момент, коли дзеркало ґрунтових вод досягає поверхні ґрунту і всі ґрунтові пори зайняті водою, називається *повною вологомісткістю*.

Капілярна вологомісткість (КВ). З моменту, коли рівень ґрунтових вод відривається від поверхні ґрунту і опускається усе нижче й нижче вглиб,

частина ґрунтової вологи, підкоряючись прискоренню вільного падіння, з некапілярних пор просочується вниз. В результаті у шарі ґрунту, що лежить вище рівня ґрунтових вод, залишається лише капілярна вода, утримувана менісковими силами. Висота стовпа цієї води, відповідно до формули Жюрена, дорівнює $0,15/r$ (r – радіус капіляра).

По мірі зниження рівня ґрунтових вод буде спорожнитися усе більша кількість пор, і вода буде залишатися у більш дрібних порах. Зрештою, при досить глибокому заляганні рівня ґрунтових вод у верхніх шарах ґрунту в основному залишиться лише волога відкритих капілярів. Описаний шар підвищеної вологості, тобто шар капілярного зволоження, який прийнято називати *капілярною зоною*, рухається відповідно переміщенню рівня ґрунтових вод. Причому потужність капілярної зони (її висота) для одного і того ж ґрунту практично постійна і визначається водопідйомною здатністю ґрунту. Кількість ґрунтової вологи, що міститься в капілярній зоні, на різних висотах від рівня ґрунтових вод різна. Найбільша її кількість міститься у шарі ґрунту, який безпосередньо примикає до дзеркала ґрунтових вод.

Найбільша кількість вологи, що може утримати в собі весь шар ґрунту, розташований над дзеркалом ґрунтових вод, називається *капілярною вологомісткістю ґрунту*.

Найменша вологомісткість (НВ) – найбільш можливий вміст підвішеної вологи у даному шарі ґрунту в його природному складі при відсутності шаруватості та дії підпирання ґрунтових вод, після стікання всієї гравітаційної вологи. В умовах неглибокого залягання дзеркала ґрунтових вод найменшій вологомісткості відповідає вологість на верхній границі капілярної зони. Вмісту води при найменшій вологомісткості відповідає водний потенціал $-0,15 \cdot 10^5$ Па (за деякими даними ця величина дорівнює $-0,33 \cdot 10^5$ Па).

Вологість розриву капілярного зв'язку (ВРК) – це вологість ґрунту, що знаходиться в інтервалі між найменшою вологомісткістю і вологістю в'янення, при якій рухливість вологи в процесі зниження вологості ґрунту, а, отже, вологопровідності, різко зменшується. Часто числове значення вологості розриву капілярного зв'язку близьке до півсуми значень найменшої вологомісткості й вологості стійкого в'янення, в середньому 50-60 % НВ. Вологість розриву капілярного зв'язку є критичною точкою, що поділяє доступну рослині вологу на дві категорії:

1) вологу легкодоступну, яка здатна самовільно і швидко пересуватися в рідкому вигляді з усього змоченого шару одночасно до зони випаровування і зони кореневого висушування (інтервал від найменшої вологомісткості до вологості розриву капілярного зв'язку);

2) вологу, яка не здатна помітно пересуватися у рідкому вигляді (інтервал від вологості розриву капілярного зв'язку до вологості стійкого в'янення) і важкодоступна для рослин.

3.8. Запаси продуктивної вологи у ґрунті

Для оцінки умов росту, розвитку та формування урожаю сільськогосподарських культур облік вологості ґрунту проводиться протягом усього вегетаційного періоду. Спостереження ведуться в усьому шарі, де розповсюджена коренева система рослин, диференційовано по глибині, тому що через обмежену рухливість ґрунтової вологи можуть створюватися істотні розходження вологості ґрунту в його вертикальному профілі. Внаслідок цього визначення вологості ґрунту носить характер масових польових вимірювань.

Існують прямі і непрямі методи польових вимірювань вологості ґрунту. Прямими методами безпосередньо вимірюється кількість наявної в ґрунті води. Непрямими методами вологість ґрунту враховується шляхом визначення змін тих чи інших фізичних властивостей ґрунту, які залежать від ступеня його зволоження.

Прямим, найбільш старим, що став уже класичним методом польових визначень вологості ґрунту є метод сушіння зразків ґрунту. Він прийнятий як еталон для оцінки застосування інших методів. В його основу покладено визначення кількості води, яка знаходиться у ґрунті, шляхом висушування зразків, вийнятих із різних шарів ґрунту.

Непрямі методи, які вважаються в даний час перспективними і які удосконалюються за принципами, покладеними в їхню основу, можуть бути розділені на три групи. Вони засновані на врахуванні:

- а) електроопору (омічний метод);
- б) капілярному натягу ґрунтової вологи (тензіометричний метод);
- в) здатності ґрунтової вологи послабляти гамма-промені, які проходять через ґрунт, або перетворювати швидкі нейтрони в повільні (нейтронний метод).

Кількість продуктивної вологи або її запаси, прийнято виражати в міліметрах товщини водяного шару. В такому вигляді вони легко порівнюються з даними опадів і випаровування. Розрахунок запасів продуктивної вологи проводиться за формулою

$$W = 0,1\rho_g h(u - k), \quad (3.24)$$

де W – запаси продуктивної вологи, мм;

ρ_g – щільність складу сухого ґрунту, г/см³;

h – потужність шару ґрунту, см;

u – вологість, % абсолютно сухого ґрунту;

k – вологість стійкого в'янення, % абсолютно сухого ґрунту;

0,1 – коефіцієнт для переведення в міліметри водного шару.

За методикою, прийнятою на мережі гідрометеорологічних станцій, запаси підраховуються для кожного 10-ти сантиметрового шару ґрунту, а у самому верхньому шарі ще й у 0–5 см. Запаси вологи для шару будь-якої більшої величини визначають простим додаванням запасів усіх вхідних у нього 10-ти сантиметрових шарів.

Розрахунок запасів продуктивної вологи у ґрунті зручно робити в спеціально розроблених для цього формах таблиць. Ці таблиці складаються окремо для кожної культури й охоплюють період з моменту збирання попередньої культури до моменту збирання культури, яка вирощується на цій спостережливій ділянці поля у даному році.

На основі даних підсумкової таблиці будується графік (рис. 3.8), на якому запаси продуктивної вологи представлені в міліметрах для кожного 10-ти сантиметрового шару у вигляді цифр, які відображають вологість усієї товщі ґрунту за вегетаційний період культури, що вирощується на даній ділянці в даному році, а потім проводяться *ізоплети* (лінії рівних значень запасів продуктивної вологи у 10-ти сантиметрових шарах ґрунту).

Оскільки на вологість ґрунту в холодний період року істотний вплив має промерзання ґрунту, то на цей же графік наносять дані спостережень за глибиною промерзання та відтавання ґрунту і за висотою снігового покриву. За вегетаційний період наносять дані спостережень за фазами розвитку у рослин. Така обробка матеріалів спостережень за вологістю ґрунту полегшує використання їх для наукових узагальнень і при оперативному агрометеорологічному забезпеченні сільськогосподарського виробництва і народного господарства.

Необхідні для розрахунку запасів продуктивної вологи у ґрунті агрогідрологічні властивості ґрунту (щільність складу і вологість стійкого в'янення) визначаються на тих же полях і тих же глибинах, для яких визначається вологість ґрунту.

Для різних ґрунтів, головним чином в залежності від їхнього механічного складу і гуміфікації, кількість непродуктивної вологи дуже різна. У метровому шарі дерново-підзолистих ґрунтів вона коливається від 20 до 200 мм (співвідношення 1:10), на чорноземних – від 80 до 180 мм (співвідношення 1:2,2). Ці розходження визначаються в основному вологістю стійкого в'янення. Вплив щільності складу на кількість непродуктивної вологи у ґрунті хоча й істотний але набагато менший.

Щільність складу підорних горизонтів мінеральних ґрунтів в залежності від їхньої структури та кількості в них органічної речовини коливається від 1,0 до 1,8 г/см³. Щільність складу орного шару, крім зазначених факторів, в значній мірі залежить ще й від характеру розпушування та часу обробки, коливається від 0,8 до 1,5 г/см³. Щільність складу торф'яних ґрунтів значно нижче мінеральних. Вона залежить від ступеня мінералізації; на слабо мінералізованих ґрунтах вона складає 0,10–0,15 г/см³.

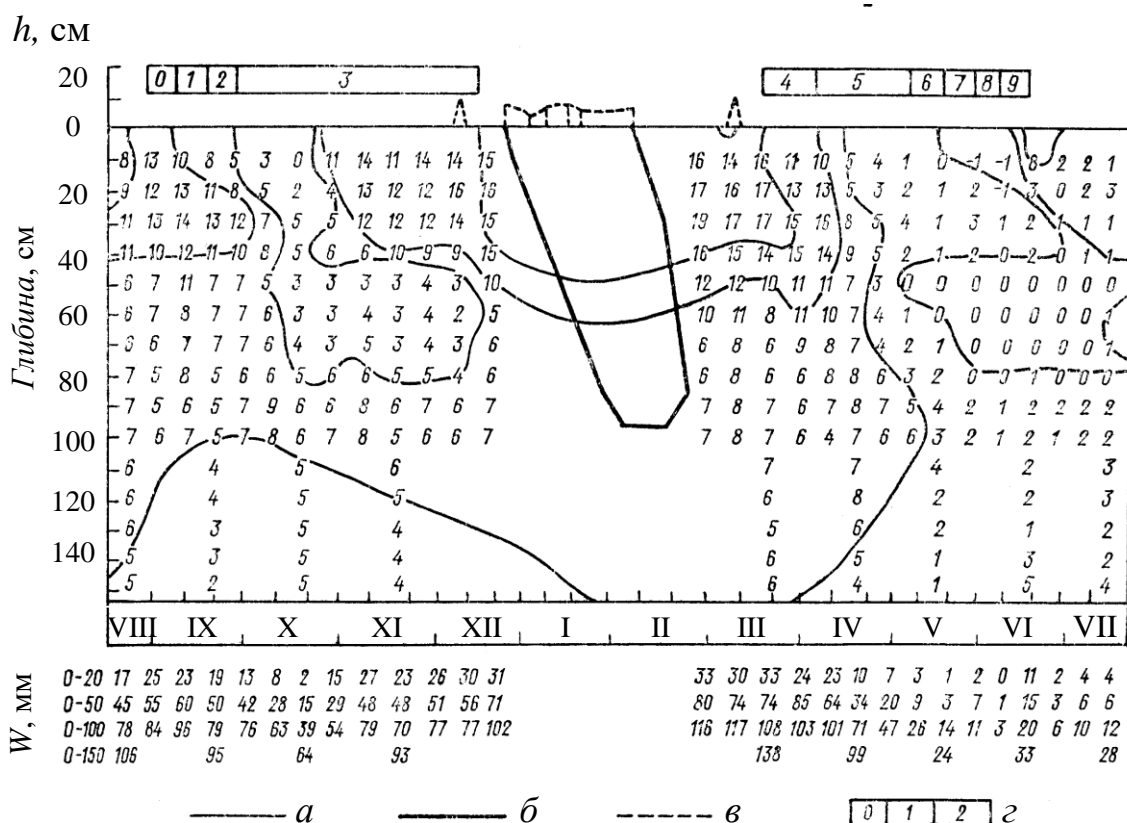


Рисунок 3.8 – Комплексний графік запасів продуктивної вологи у шарі ґрунту W і промерзання ґрунту під озимою пшеницею.

Агрометеостанція Херсон (за С.А. Веріго, Л.О. Разумовою, 1973):

a – ізоплети запасів продуктивної вологи в 10-ти см шарах ґрунту; b – глибина промерзання ґрунту, см; v – висота снігового покриву, см; z – міжфазні періоди: 0 - посів – сходи; 1 - сходи – 3-й листок; 2 - 3-й листок – куціння; 3 - куціння – припинення вегетації; 4 - відновлення вегетації – вихід в трубку; 5 - вихід в трубку – колосіння; 6 - колосіння – цвітіння; 7 - цвітіння – молочна стиглість; 8 - молочна стиглість – воскова стиглість; 9 - воскова стиглість – повна стиглість.

Найменша вологомісткість ґрунту змінюється також у значних межах, це видно з даних табл. 3.5.

Таблиця 3.5 – Найменша вологомісткість різних за механічним складом ґрунтів, мм продуктивної вологи (С.А. Веріго, Л.О. Разумова, 1973)

Механічний склад ґрунту	Шар ґрунту	
	0–20 см	0–100 см
Суглинковий	40–50	170–190
Супіщаний	30–40	150–170
Піщаний	20–30	80–120

3.9 Водний баланс ґрунту

Ґрунтова волога в багатьох випадках є фактором, який лімітує урожай. Більш того, багато регіонів нашої країни періодично страждають від посухи, так що раціональне використання водних ресурсів в землеробстві та прогноз водного режиму ґрунтів є дуже важливим. При аналізі водного режиму варто звернути увагу на два моменти:

- 1) динаміку продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту;
- 2) розподіл вологозапасів у ґрунтового профілі.

Вологість ґрунту не має чітко вираженого добового ходу. Добовим коливанням піддаються випаровування та транспірація, тобто швидкість вилучення води з ґрунту при режимі висушування. Однак ці коливання мало відбиваються на загальному балансі. Запаси вологи у ґрунті досить швидко збільшуються при випаданні опадів і при поливах, а в проміжках між опадами та у міжполивні періоди повільно зменшуються. Це зменшення частково відбувається за рахунок гравітаційного стікання води, але в більшості за рахунок транспірації та поверхневого випаровування. Тому типовий сезонний хід вологозапасів має чітко виражений пілкоподібний вигляд. При цьому в залежності від балансу опадів і транспірації вологість ґрунту в середньому за досить тривалі періоди (декада, місяць) або збільшується, або зменшується.

Типовою є ситуація, коли рослини у перший період свого життя забезпечуються водою за рахунок весняних запасів вологи, які утворилися в результаті випадання осінніх опадів і танення снігу. Надалі доля посіву залежить від поповнення вологи за рахунок опадів, оскільки інтенсивна транспірація рослин, починаючи з моменту виходу в трубку, призводить до швидкого витрачання вологи.

У цьому процесі істотну роль грає вертикальний розподіл ґрунтової вологи. На рис. 3.9 наведена схематична картина зміни поглинання води коренями протягом вегетації. Оскільки висушування починається з верхніх шарів ґрунту, то доля урожаю багато в чому залежить від того, наскільки швидко корені рослин проникають у більш глибокі шари ґрунту, де вони можуть знайти достатню кількість вологи. При цьому особливу роль починають грати адаптивні властивості рослин, які призводять до прискореного росту коренів вглиб ґрунту при водному дефіциті.

На рис. 3.10 показана зміна профілю ґрунтової вологи також за тривалий період часу. Якщо ці два процеси – ріст коренів і висушування ґрунту – узгоджені, то рослини можуть і не зазнавати глибокого водного стресу, незважаючи на зменшення сумарних вологозапасів у метровому шарі ґрунту. Правда, при цьому виникає питання про «неузгодженість» профілів доступної вологи і доступних форм елементів живлення. Але це вже більш складне питання, яке буде розглядатися пізніше.

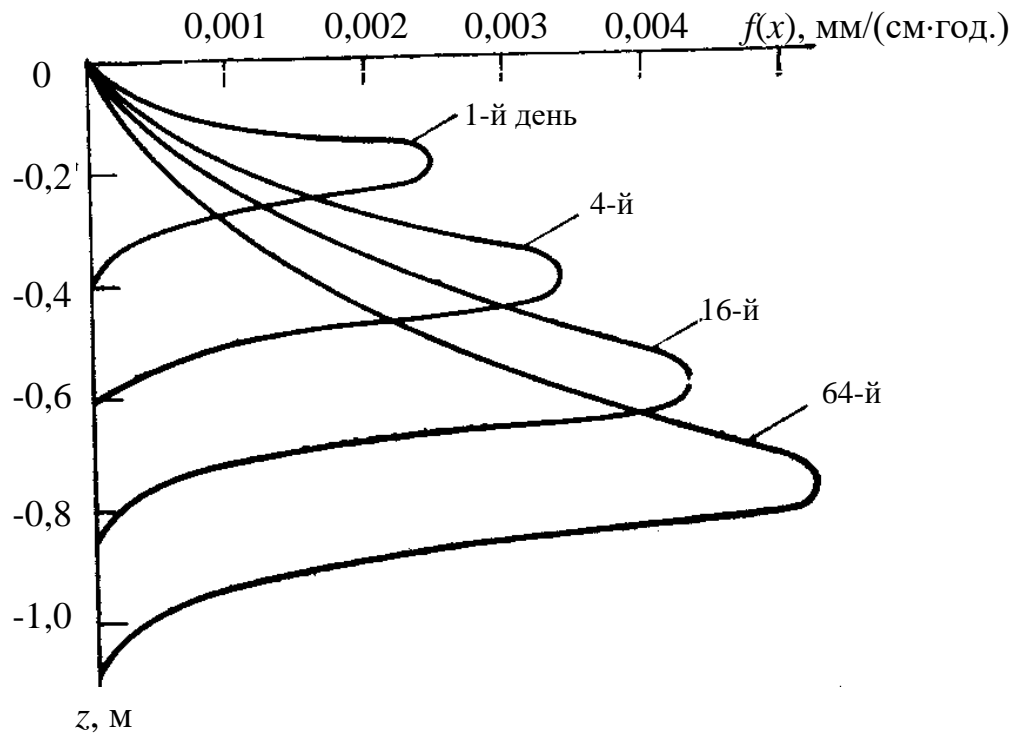


Рисунок 3.9 – Зміна профілю поглинання води $f(x)$ кореневою системою (схема).

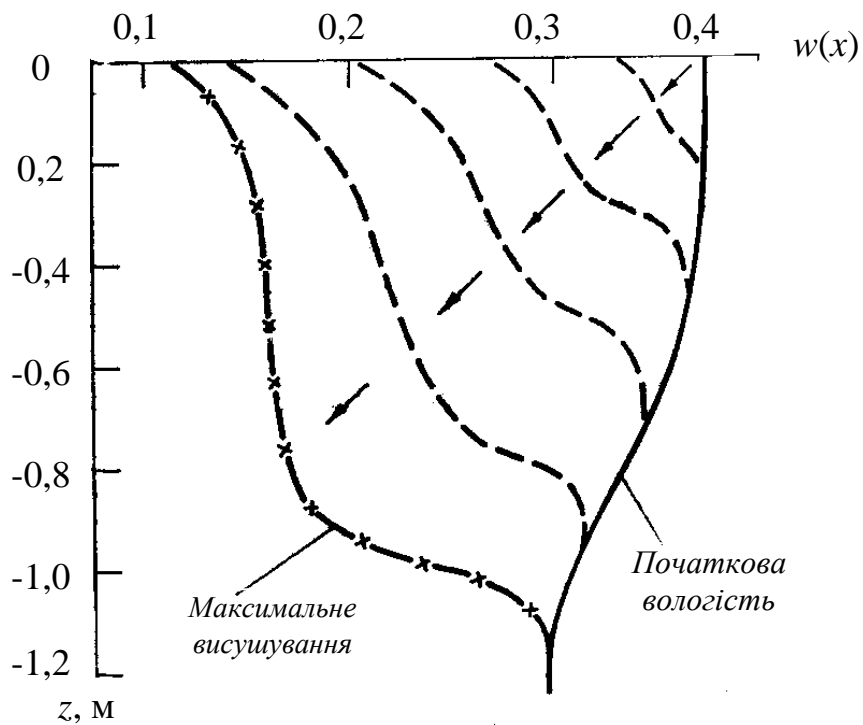


Рисунок 3.10 – Висушування ґрунту $w(x)$ за період вегетації (схема)

Сукупність усіх величин приходу вологи в шар ґрунту, де розповсюджена коренева система, і витрати з нього називається *водним балансом* цього шару ґрунту. Водний баланс можна визначити за будь-який відрізок часу: календарний рік, окремі сезони, за період вегетації в цілому або за той чи інший відрізок вегетаційного періоду.

Потужність шару розповсюдження коріння для більшості зернових культур складає 1–1,5 м, для сіяних трав, наприклад, для люцерни, нерідко перевищує 2–3 м, для деревних порід досягає навіть 5 м і більше. Найбільш активна частина кореневої системи майже всіх основних польових культур розміщується у верхньому метровому шарі ґрунту, а в початковій фазі розвитку рослин обмежується лише 20-ти або 50-ти сантиметровим шаром. У зв'язку із сказаним водний баланс в залежності від поставленої мети складається для шарів ґрунту різної потужності. Зміна запасів вологи у ґрунті за період, для якого підраховується баланс, є підсумком балансу, його сальдо.

Стосовно до потреб сільського господарства підсумок балансу виражається в міліметрах продуктивної вологи.

Основною прибутковою статтею водного балансу Θ_{np} є сума опадів, що досягла поверхні ґрунту Θ_{oz} , а при зрошенні плюс ще й кількість води, що попадає на поверхню ґрунту $\Theta_{зр}$. Однак не вся кількість води може поглинатися ґрунтом; частина її стікає по поверхні (поверхневий стік Θ_{nc}), інша частина може пройти з внутрішньоґрунтовим стоком $\Theta_{вс}$, і нарешті частина її може фільтруватися у ґрунтові води $\Theta_{ин}$. В деяких випадках у враховану товщу ґрунту певна кількість води може надходити з ґрунтових вод $\Theta_{ср}$ або з атмосфери у вигляді пари, що конденсується у ґрунті $\Theta_{к}$. Частина води може надходити із сусідньої ґрунтової товщі $\Theta_{сз}$ і, нарешті, на поверхню території, що враховується, може притікати додаткова кількість води Θ_{mn} . Основними видатковими статтями є кількість води, що випаровується з ґрунту $\Theta_{вun}$ і транспірується з листової поверхні рослин Θ_{mp} .

Таким чином, якщо початковий запас води у ґрунті був W_n , а кінцевий W_k , то рівняння повного водного балансу ґрунту прийме наступний вигляд

$$W_{\hat{e}} - W_{\hat{i}} = [(\Theta_{oi} + \Theta_{ср}) + \Theta_{\hat{a}\hat{d}} + \Theta_{\hat{i}\hat{i}} + \Theta_{\hat{a}\hat{a}} + \Theta_{\hat{e}}] - \\ - [(\Theta_{\hat{a}\hat{e}\hat{i}} + \Theta_{\hat{\delta}\hat{\delta}}) + \Theta_{\hat{i}\hat{m}} + \Theta_{\hat{a}\hat{a}\hat{n}} + \Theta_{\hat{z}\hat{i}}] \quad (3.25)$$

Для плоскої поверхні, коли немає ні притоку води на дану територію, ні відтоку з неї, коли відсутній також внутрішньоґрунтовий притік або відтік і немає підтоку з ґрунтових вод за умови, що вся вода поглинулася ґрунтом, а капілярна конденсація незначна, рівняння (6.2) матиме такий вигляд

$$W_{\hat{e}} - W_{\hat{i}} = (\Theta_{\hat{i}\hat{i}} + \Theta_{\hat{c}\hat{\delta}}) - (\Theta_{\hat{a}\hat{e}\hat{i}} + \Theta_{\hat{\delta}\hat{\delta}}) \quad (3.26)$$

або

$$\Delta W = \Theta_{np} - E, \quad (3.27)$$

де

$$\Theta_{np} = \Theta_{on} + \Theta_{зр}, \quad E = \Theta_{вин} + \Theta_{тр};$$

E – сумарне випаровування.

Сума опадів Θ_{on} , що досягає поверхні ґрунту, залежить від ступеня її покриття, щільності й структури рослинного покриву, розмірів і змочуваності листових пластинок, їхньої кількості та розподілу по площі й висоті, а також від інтенсивності, частоти і тривалості дощів, оскільки при випаданні на суху поверхню рослин щоразу на її змочування витрачається нова кількість вологи.

Опади, що досягли поверхні ґрунту, всмоктуються нею, і одночасно відповідно до найменших нерівностей поля перерозподіляються і пересуваються по його поверхні. Величина поверхневого притоку вологи Θ_{m} у задану точку буде дорівнює різниці суми опадів, що досягла поверхні ґрунту, і кількості вологи, зібраною ґрунтом за час руху по поверхні, тобто буде визначатися сумою опадів, їхньою інтенсивністю, водопроникністю ґрунту, рельєфом і мікрорельєфом поля, шорсткістю його поверхні. Поповнення ж кількості вологи в заданій точці за рахунок поверхневого притоку буде дорівнює різниці поверхневого притоку Θ_{m} і відтоку вологи Θ_{nc} у цій точці.

Процес проходження вологи через поверхню називається *всмоктуванням вологи в ґрунт* або *поглинанням вологи ґрунтом*. Всмоктування є першою стадією процесу інфільтрації, другою стадією якого є просочування, чи фільтрація, тобто подальше пересування і перерозподіл вологи, що всмоктувалася у ґрунт, Θ_{in} .

Найважливіше значення для швидкості всмоктування води має пористість поверхневого шару ґрунту. Початкова швидкість всмоктування окультурених ґрунтів досягає 78 мм/год., а на неокультурених – лише 36 мм/год. У більшості випадків швидкість інфільтрації не перевищує 15 мм/год., а при дощах низької інтенсивності уся вода всмоктується у ґрунт.

В тих випадках коли вода, що просочилася у ґрунт, попадає на водонепроникний шар і пересувається усередині ґрунту відповідно його схилу Θ_{eg} , поповнення запасів вологи окремих ділянок поля може відбуватися і за рахунок внутрішньоґрунтового притоку.

У районах з високим заляганням ґрунтових вод, де капілярна зона досягає ґрунтової товщі, істотним джерелом поповнення запасів шару розповсюдження коріння є капілярна подача вологи з ґрунтових вод $\Theta_{зр}$. Поповнення шару розповсюдження коріння вологою шляхом подачі її знизу може відбуватися тільки в тих випадках, коли глибина залягання водного дзеркала від нижньої межі шару розповсюдження коріння не перевищує для

супіщаних ґрунтів 0,5–1,0 м, для легкосуглинкових 1,0–1,5 м і для важкосуглинкових 3,0–5,0 м. Оскільки швидкість капілярного руху води залежить від близькості водного дзеркала і розмірів активних пор ґрунту, поповнення запасів в одному і тому ж ґрунті здійснюється тим швидше, чим вище залягають ґрунтові води.

Додатковим джерелом надходження вологи у ґрунт є конденсація водяної пари з атмосфери Θ_k .

Зволоження шару ґрунту, де розповсюджена коренева система, шляхом конденсації пари, яка пересувається з глибоко розміщених підстильних шарів ґрунту, за умов температурного режиму можливо лише в холодний період, коли температура шару розповсюдження коріння нижче температури підстильних шарів.

Збагачення ґрунту вологою шляхом адсорбції її з повітря можливо тільки в тих випадках, коли вологість ґрунту нижче максимальної гігроскопічності (цей процес аналогічний насиченню ґрунту при визначенні максимальної гігроскопічності). Зі зниженням температури відповідно і збільшенням відносної вологості повітря й адсорбційної здатності ґрунту спостерігається поглинання вологи ґрунтом з повітря. Це джерело поповнення ґрунту вологою може бути практично значущим тільки в умовах різкої континентальності клімату і високої повітропроникності ґрунтів, тобто в пустелях і напівпустелях.

Навіть у тих випадках, коли ґрунт недонасичений, вода, що надходить на поверхню ґрунту, буде пересуватися відповідно до її рельєфу. Вода, що не встигла просочитися за час пересування по поверхні ґрунту, надходить у вигляді поверхневого стоку Θ_{nc} . Частина просочуваної води може надійти у вигляді внутрішньогрунтового стоку $\Theta_{вг}$ по водотривких або слабководопроникних ґрунтових шарах відповідно до внутрішньогрунтового рельєфу. Внутрішньогрунтовий стік із сільськогосподарських полів навесні відбувається в основному на межі талого шару ґрунту, а в теплу ж частину року – на межі глинистих шарів і підорної подошви.

Поверхневий стік із сільськогосподарських полів для основної частини зони землеробства, яка характеризується рівнинним рельєфом, дуже малий.

В зимовий період у районах зі стійкою зимою, незважаючи на відлиги і, здавалося б, сильне танення снігу, стоку майже не спостерігається. Тала вода замерзає під снігом між нерівностями й утворює крижану кірку. Таким чином, вона включається у вологозапаси снігового покриву, а, отже, й у весняні талі води.

Навесні повсюдно частина талих вод виноситься поверхневим стоком. Кількість цих втрат на стік коливається від року до року в дуже широких межах, від 1 до 98 % водного запасу талих вод. Найчастіше причини таких розходжень – ступінь недонасиченості ґрунтів вологою, глибина і характер їхнього промерзання, а також наявність і характер крижаної кірки.

Кількість продуктивної вологи, яка утримується різними ґрунтами при насиченні їх до повної вологомісткості, коливається в орному шарі від 70 до 100 мм, у метровому – від 200 до 440 мм. При насиченні до найменшої вологомісткості структурних ґрунтів чорноземної зони в орному шарі міститься 40–50 мм, а в метровому – 170–180 мм продуктивної вологи.

При насиченні дерново-підзолистих ґрунтів до максимальної капілярної вологомісткості кількість вологи в орному шарі коливається у вузьких межах від 60 до 70 мм. На суглинкових ґрунтах воно складає 160–190 мм, на супісках перевищує 330 мм в основному за рахунок вологи шару ґрунту 50–100 мм.

При глибокому заляганні ґрунтових вод на однотипних ґрунтах у шарі розповсюдження коріння може утримуватися лише кількість води, яка не перевищує нестачу її насичення (дефіцит), що дорівнює різниці запасів вологи при найменшій вологомісткості і запасів вологи, що є в ґрунті до періоду випадання опадів або сніготанення. Інша кількість води, що надійшла, просочиться і вийде з шару розповсюдження коріння.

У тих випадках, коли ґрунтові води залягають неглибоко і капілярна зона досягає шару розповсюдження коріння, можлива кількість акумулюємої води в цьому шарі визначається не тільки характером ґрунту, але і глибиною залягання ґрунтових вод і буде мінатися в часі відповідно до зміни їхнього рівня.

Збагачення шару розповсюдження коріння до його повної вологомісткості можливо лише в тих рідких випадках, коли дзеркало ґрунтових вод виходить на поверхню і вода заповнює всі пори ґрунту.

Витрата запасів вологи, акумульованих у шарі розповсюдження коріння, в основному відбувається за рахунок випаровування $\Theta_{\text{вип}}$ і транспірації $\Theta_{\text{тр}}$. Кількість води, що випарувалася, прийнято виражати в міліметрах шару за добу.

Випаровування – це процес переходу води в пароподібний стан, що обумовлює безпосередні втрати вологи з поверхні ґрунту або води через транспірацію рослин.

Водний режим об'єднує всі явища, пов'язані з надходженням, витратою, переміщенням і зміною стану вологи в ґрунті. Вчення про типи водних режимів ґрунту розроблене вченими Г.М. Висоцьким та О.А. Роде. Тип водного режиму залежить від окремих складових надходження і витрат вологи ґрунтом, що в свою чергу залежить від клімату, рослинності, рельєфу, водних властивостей ґрунту, глибини залягання ґрунтових вод та виробничої діяльності людини.

Розрізняють *мерзлотний, промивний, періодично-промивний, непромивний, випітний та іригаційний* типи водного режиму ґрунту.

Мерзлотний водний режим – характерний для районів поширення багаторічної мерзлоти. У теплу пору року під шаром ґрунту, що відтанув, замерзлий ґрунт не пропускає воду в нижні горизонти. Над ним утворюється

верховодка, а весь шар ґрунту, що відтанув, часто перезволожується і заболочується.

Промивний режим має місце в районах, де коефіцієнт зволоження більший за одиницю і ґрунт щороку промивається атмосферними опадами до ґрунтових вод. Характерний для ґрунтів лісолучної зони.

Періодично-промивний водний режим спостерігається в районах, де ґрунт промивається опадами періодично і лише в ті роки, коли сума опадів перевищує кількість вологи, що випарувалася – це Лісостеп.

Непромивний режим поширений у південних степових районах, де товщі ґрунту ніколи не промиваються опадами до ґрунтових вод.

Випітний водний режим поширений в районах, де рослини і ґрунт випаровують значно більше вологи, ніж її надходить у вигляді опадів. Втрати поповнюються за рахунок ґрунтових вод, які залягають неглибоко (вода по капілярах може піднятися до поверхні ґрунту). Цей тип водного режиму зустрічається в степових районах при близькому заляганні ґрунтових вод, здебільшого в заплавах річок.

Іригаційний водний режим виникає як наслідок поливів. Характерною його особливістю є багаторазове зволоження ґрунту протягом вегетаційного періоду, яке супроводжується частковим або наскрізним промочуванням кореневмісного шару ґрунту.

Контрольні питання

1. Охарактеризуйте категорії води в ґрунті.
2. За рахунок чого утримується капілярна вода у ґрунті?
3. Якою величиною характеризується енергетичний стан ґрунтової вологи?
4. Що таке потенціал води в ґрунті?
5. Що називається сумарним потенціалом ґрунтової вологи?
6. Якими факторами визначається значення сумарного потенціалу ґрунтової вологи?
7. На які складові поділяється сумарний потенціал ґрунтової вологи?
8. Запишіть формулу сумарного потенціалу ґрунтової вологи, а також гідравлічного потенціалу.
9. В яких одиницях виражається водний потенціал ґрунту?
10. Що таке основна гідрофізична характеристика (ОГХ) ґрунту?
11. Що таке гідравлічна провідність (коефіцієнт фільтрації)?
12. Що є головними діючими силами, відповідальними за переміщення води у ґрунті?
13. Запишіть формулу пересування вологи у ґрунті.
14. Що таке насичені та ненасичені вологою ґрунти?
15. Що є рушійною силою переміщення вологи у насиченому вологою ґрунті?

16. Запишіть формулу руху води у насиченому вологою ґрунті.
17. Що таке закон Дарсі?
18. В чому полягають особливості руху вологи у ненасиченому водою ґрунті?
19. Поясніть рух води в елементарному ґрунтовому об'ємі ненасиченому водою ґрунті.
20. Запишіть загальне рівняння потоку вологи у ґрунті.
21. Запишіть рівняння руху води у вертикальному напрямку.
22. Запишіть рівняння дифузії пари води.
23. Як переміщуються пари води у ґрунті в день та вночі?
24. Що називається агрогідрологічними властивостями ґрунтів?
25. Що таке максимальна гігроскопічність ґрунту?
26. Що таке вологість стійкого в'янення ґрунту?
27. Що називається продуктивною вологою ґрунту?
28. Що називається найменшою вологомісткістю ґрунту?
29. Як розраховуються запаси продуктивної вологи у ґрунті?
30. Які існують типи водних режимів ґрунтів?

4. ГАЗОВА ФАЗА ҐРУНТУ

Ґрунт – пориста система, в якій практично завжди в тій чи іншій кількості присутнє повітря, яке складається з суміші газів, що заповнюють вільні від води пори ґрунту. Повітряна фаза – важлива і найбільш рухома складова частина ґрунту. Кількість і склад ґрунтового повітря має суттєвий вплив на розвиток і функціонування рослин і мікроорганізмів, на розчинність та міграцію хімічних сполук в профілі ґрунту, на інтенсивність і напрямок ґрунтових процесів. Крім того ґрунт є поглиначем, який сорбує токсичні промислові викиди газів, що забезпечує очищення атмосфери від техногенного забруднення.

4.1. Форми ґрунтового повітря

Гази та летючі органічні сполуки знаходяться у ґрунті в кількох фізичних станах: вільному, защемленому, адсорбованому та розчинному.

Вільне ґрундове повітря – це суміш газів та летючих органічних сполук, що вільно переміщуються по системі ґрунтових пор і стикуються з атмосферою.

Защемлене ґрундове повітря – знаходиться в порах, які з усіх сторін ізольовані водними пробками. Чим більше тонкодисперсна ґрунтова маса і щільніша їх упаковка, тим більша кількість защемленого повітря ґрунт може мати. В суглинкових ґрунтах кількість защемленого повітря досягає більше 12 % від загального об'єму ґрунту і більше четвертої частини всього простору його пор. Защемлене повітря нерухоме, практично не приймає участі в газообміні між ґрунтом і атмосферою, суттєво гальмує фільтрацію води в ґрунті, може викликати руйнування структури ґрунту при коливаннях температури, атмосферного тиску, вологості.

Адсорбоване ґрундове повітря – гази і летючі органічні сполуки, адсорбовані частками ґрунту на їх поверхні. Чим більш дисперсний ґрунт, тим більше вміщує він адсорбованих газів при певній температурі. Кількість адсорбованого повітря залежить від мінералогічного складу ґрунту, від вмісту органічних речовин, вологості.

Пісок поглинає повітря в 10 разів менше ніж важкий суглинок: відповідно $0,75 \pm 0,20$ і $6,99 \pm 0,08$ см³/г. Дрібнодисперсний кварц сорбує СО₂ в 100 разів менше ніж гумус відповідно 12 і 1264 см³/г. Кількість адсорбованих газових компонентів (Γ) можна розрахувати, використовуючи рівняння ізотермами адсорбції Ленгмюра

$$\Gamma = \Gamma_{\infty} \frac{C}{K + C} (npuTconst), \quad (4.1)$$

де Γ – найбільше значення адсорбції насичення на одиницю поверхні адсорбенту, мг;

C – рівноважна концентрація газу в системі, мг/л;

K – емпіричний коефіцієнт.

Розчинене повітря – гази, розчинені в ґрунтовій воді. Розчинені гази відіграють велику роль в забезпеченні фізіологічних потреб рослин, мікроорганізмів, фауни ґрунту, а також фізико-хімічних процесах, що протікають в ґрунтах. Кількість розчинених газів підкоряється закону фазової рівноваги Генрі:

$$C = \frac{\lambda p}{10,2}, \quad (4.2)$$

де C – масова концентрація газу, розчиненого у воді, мг/л;

p – парціальний тиск газу в ґрунтовому повітрі, мПа;

10,2 – нормальний атмосферний тиск, мПа;

λ – коефіцієнт розчинності газу у воді, мг/л.

4.2. Повітряно-фізичні властивості ґрунту

Сукупність ряду фізичних властивостей ґрунтів, що визначають стан і поведінку ґрунтового повітря в профілі, називається повітряно-фізичними властивостями ґрунтів. Найбільш важливими з них є: повітроємність, повітромісткість та повітропроникність.

Повітроємністю ґрунтів називають максимально можливу кількість повітря, виражену у відсотках за об'ємом, яка міститься в повітряно-сухому ґрунті непорушеної будови за нормальних умов. Загальну повітроємність ($P_{з.н.}$) можна визначити за формулою

$$P_{з.н.} = P_{заг.} - P_2, \quad (4.3)$$

де $P_{заг.}$ – загальна пористість ґрунтів, %;

P_2 – об'єм гігроскопічної вологи, %.

Повітроємність ґрунтів залежить від механічного складу, будови та окультуреності ґрунту.

У ґрунті, як відомо, є дрібні (капілярні) пори і великі (некапілярні). Повітря здебільшого міститься в некапілярних порах, бо вони, як правило, вільні від вологи.

Суттєву роль для забезпечення нормальної аерації ґрунтів має некапілярна повітроємність або пористість аерації, тобто повітроємність міжагрегатних пор, тріщин і камер. Некапілярна повітроємність (P_a – пористість аерації) визначається за формулою

$$P_a = P_{заг.} - P_k, \quad (4.4)$$

де P_k – об'єм капілярних пор, %.

Найбільшого значення (25–30 %) некапілярна повітроємність досягає в добре оструктурених, слабо ущільнених ґрунтах.

Кількість повітря, яка міститься в ґрунті за певним рівнем природного зволоження, називають *повітроємністю*.

Визначається повітроємність (P_n) за формулою

$$P_n = P_{заг.} - P_W \quad (4.5)$$

де P_W – загальна вологість ґрунтів, %.

Повітропроникність ґрунту – це здатність пропускати повітря. Вона залежить від механічного складу, структури, ступеню зволоженості тощо.

Вирішальну роль для повітропроникності має пористість, причому особливо важлива некапілярна пористість, яка сприяє більш швидкому проникненню в ґрунти повітря, ніж капілярна.

4.3 Дифузійне перенесення газів у ґрунті

Обмін газами між ґрунтом і атмосферою може відбуватися за допомогою двох різних механізмів: конвекції й дифузії. Дифузія є основним механізмом. В основі кожного з цих процесів лежить розглянутий раніше основний закон переносу маси й енергії, тобто швидкість переносу або потік газу пропорційний рушійній силі.

У випадку конвекції рушійною силою є градієнт повного тиску газу, який призводить до переміщення всієї маси повітря із зони з більш високим тиском у зону з більш низьким. У випадку ж дифузії рушійною силою є градієнт парціального тиску (або концентрацій) якого-небудь компонента повітря.

Дифузійне перенесення газів у ґрунті відбувається частково в газовій фазі й частково в рідкій. Дифузія через заповнені повітрям пори підтримує обмін газами між атмосферою і ґрунтом, у той час як дифузія через водні плівки різної товщини безпосередньо забезпечує постачання киснем гідратованих живих тканин коренів рослин і видалення з них вуглекислоти. Для обох ділянок шляху дифузійний процес можна описати законом Фіка

$$q_d = -D \frac{dC}{dx}, \quad (4.6)$$

де q_d – дифузійний потік повітря (маса, що дифундує через одиницю площі за одиницю часу);

D – коефіцієнт дифузії, має розмірність площа на час;

C – концентрація (маса субстанції, яка дифундує, в одиниці об'єму);

x – відстань, dC/dx – градієнт концентрації.

Насамперед, розглянемо ділянку шляху дифузії газів у повітряній фазі. Очевидно, що коефіцієнт дифузії газів у ґрунті D_s буде менше коефіцієнта їхньої дифузії у повітрі D_0 , тому що ґрунтові частки знижують площу ефективного поперечного перетину, доступну для дифузії газів. У ґрунті ця площа дорівнює площі, зайнятій повітрям. Це теж саме, що і заповнена повітрям пористість, тобто пористість аерації ε_a . До того ж частки перешкоджають переносу газів ще і тим, що змінюють шляхи їхнього пересування в звивистій і погано зв'язаній системі, отже, чинять опір, який оцінюється коефіцієнтом b .

Таким чином, відношення $D_s/D_0 = b\varepsilon_a$. Пенман знайшов, що відношення $D_s/D_0 = 0,66\varepsilon_a$. Тут 0,66 – коефіцієнт звивистості, який припускає, що пересувний шлях складає близько $2/3$ довжини реального середнього шляху дифузії у ґрунті.

Міллінгтон запропонував таку формулу

$$\frac{D_s}{D_0} = \left(\frac{\varepsilon_a}{\varepsilon} \right)^2 \varepsilon_a^{4/3}, \quad (4.7)$$

де ε – загальна пористість.

Ці розбіжності були пояснені де Фрізом, який доказав теоретично, що залежність між ефективним коефіцієнтом дифузії і пористістю аерації повинна бути криволінійною, обумовленою геометрією розподілу пор за розмірами, і тому немає підстав думати, що вона буде тією ж самою для різних ґрунтів і складу повітря при різному вмісті води.

Установивши мінливу природу D_s , повернемося до математичного формулювання процесів дифузії. Приймаючи до уваги нестационарні умови, знову звернемося до принципу нерозривності

$$\frac{\partial C}{\partial t} = - \frac{\partial q_d}{\partial x}, \quad (4.8)$$

який встановлює, що інтенсивність зміни концентрації CO_2 в часі вирівнюється швидкістю зміни дифузійного потоку з відстанню. Приймаємо, що субстанція, яка дифундує, зберігається всюди. Однак, у міру того як O_2 і CO_2 дифундує через ґрунт: O_2 поглинається, CO_2 продукується аеробною біологічною діяльністю уздовж шляху дифузії.

Для того щоб врахувати ці кількості, що додаються до субстанції, яка дифундує, або віднімати їх із неї в одиницю часу, до правої частини рівняння нерозривності (4.8) варто додати вираз $\pm S$, у якому плюс означає збільшення інтенсивності (джерело), а мінус – зменшення інтенсивності (стік) для розглянутої субстанції (у нашому випадку або для O_2 , або для CO_2). Відповідно

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\left(\frac{\partial q_d}{\partial x}\right) \pm S(x,t). \quad (4.9)$$

Вираз $S(x, t)$ означає, що джерело – стік є функція простору і часу. Далі, підставляючи рівняння $q_d = -D \frac{dC}{dx}$ у рівняння (4.9) і розглядаючи тільки вертикальний напрямок z (глибина), отримаємо

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_s \frac{\partial C}{\partial z} \right) \pm S(z,t). \quad (4.10)$$

Очікується, що в агрегованих ґрунтах відбувається досить швидка дифузія в міжагрегатних порах, які швидко дреноються після дощу або поливу й утворюють мережу суцільних, заповнених повітрям пустот. Однак внутрішньоагрегатні пори можуть залишатися майже насиченими протягом тривалого часу й обмежувати таким чином внутрішню аерацію агрегатів.

Центри великих щільних агрегатів можуть бути анаеробними навіть у тому випадку, коли великі пори на їхній периферії добре аеровані. Таким чином, навіть у добре аерованих ґрунтах можуть зустрічатися області анаеробіозису.

Тепер розглянемо дифузію газів у рідкій фазі. Кінцевий відрізок шляху дифузії O_2 до тканин коренів і CO_2 від них відбувається через рідку фазу, тобто через водні плівки й оболонки, що оточують корені. У цьому випадку в рівнянні (4.10) варто використовувати коефіцієнт дифузії для розчиненої субстанції, що дифундує у воді, D_w .

Незважаючи на те, що ця стадія дифузії протікає на дуже короткій відстані (водні плівки навіть самі товсті можуть бути товщиною всього лише в кілька міліметрів), вона може виявитися обмеженою, оскільки дифузія O_2 у воді складає тільки близько 0,0001 її величини в повітрі.

Коефіцієнти дифузії O_2 і CO_2 складають у воді $2,60 \cdot 10^{-9}$ і $2,04 \cdot 10^{-9}$ м²/с, а у повітрі – $2,26 \cdot 10^{-5}$ і $11,81 \cdot 10^{-5}$ м²/с відповідно.

4.4. Повітряний режим ґрунту

Зміни інтенсивності дихання ґрунтів пов'язані головним чином з диханням коріння рослин, життєдіяльністю мікроорганізмів, біохімічними реакціями і т.п. Інтенсивність газообміну між ґрунтом і атмосферою, швидкість переміщення газів по профілю обумовлюють зміну вмісту основних компонентів ґрунтового повітря – кисню і вуглекислого газу – як у просторі профілю ґрунту, так і в часі, тобто створюють повітряний режим ґрунтів.

Ґрунтове повітря в порівнянні з надґрунтовим сильно збагачене вуглекислим газом. Якщо в надґрунтовому середовищі він складає стандартну цифру 0,03 %, то в ґрунтовому цей вміст коливається в залежності від стану і властивостей ґрунту більш ніж на порядок, а саме від 0,74 до 9,74 %. В основному збільшення CO_2 відбувається за рахунок різкого зменшення частки кисню.

Замість стандартної частки кисню 20,94 %, що міститься в приземній атмосфері, у ґрунтовому повітрі в залежності від різних причин кількість його коливається від 20,03 до 10,35 %. Цей процес особливо яскраво виражений в угноєних ґрунтах при інтенсивних біологічних процесах, які відбуваються в них, і при підвищеній вологості цих ґрунтів. Природно, що зростання вмісту CO_2 відбувається за рахунок зменшення вмісту кисню. Дані табл. 4.1 підтверджують цей простий закон зміни газового складу ґрунтового повітря, в залежності від якого постійне споживання кисню йде паралельно з процесом утворення вуглекислоти.

У дійсності реальні процеси протікають значно складніше. Постійне споживання кисню, який йде на процеси хімічного і біохімічного окислювання, частково поповнюється надходженням кисню з атмосфери, а продукуєма кількість вуглекислоти також частково врівноважується безупинним відводом її в атмосферу, поглинанням коренями рослин і т.д. Таким чином, у ґрунті спостерігаються прямо протилежні явища: з одного боку, порушення рівноваги складових, властиве нормальній атмосфері, з іншого боку – відновлення цієї рівноваги. На фоні цієї рівноваги має місце ефект, який нас цікавить, виділення вуглекислоти і поглинання кисню ґрунтовим повітрям. Наведемо кілька конкретних цифр, які характеризують масштаб цього ефекту.

Таблиця 4.1 – Вміст O_2 і CO_2 у ґрунтовому повітрі (%).
(С.В. Нерпін, А.Ф. Чудновський, 1975)

Глибина, см	Вміст O_2		Вміст CO_2		
	вологий період, X–I	сухий період, II–V	вологий період, X–I	початок сухого періоду, II	кінець сухого періоду, IV–V
10	13,7	20,6	6,5	1,0	0,5
25	12,7	19,8	8,5	2,1	1,2
45	12,2	18,8	9,7	4,3	2,1
90	7,6	17,3	10,0	6,7	3,7
120	7,8	16,4	9,6	8,5	5,1

При рості грибів за добу виділяється від 276 до 1874 cm^3 CO_2 на 1 г сухої маси; $2 \cdot 10^6$ рослин пшениці виділяють на кожен гектар 48–96 кг CO_2 /д; 10^5 рослин гірчиці в період цвітіння виділяють 50 кг CO_2 /д. На кожному гектарі бавовнику за добу виділяється 42–50 кг CO_2 .

По інтенсивності продукування вуглекислоти сільськогосподарські культури розташовуються в наступному порядку: люпин, картопля, овес, озиме жито, озима пшениця, ячмінь.

У цьому процесі взаємозалежні: дихання коріння, яке залежить від маси коріння і надземної частини рослини, інтенсивність їхнього росту, зовнішні умови, агробіологічна і мікроорганічна діяльність ґрунтів.

На рис. 4.1 а наведена експериментальна крива зростання коефіцієнта дифузії (вірніше, відношення коефіцієнтів дифузії у ґрунті до коефіцієнта самодифузії в атмосфері D_s/D_0) від пористості ґрунту для конкретного супіщаного ґрунту. Якої б щільності не був даний ґрунт (у межах 1,1–1,5 г/см³), коефіцієнт збільшується дуже сильно (іноді в три рази) при рості пористості в усьому інтервалі можливих змін.

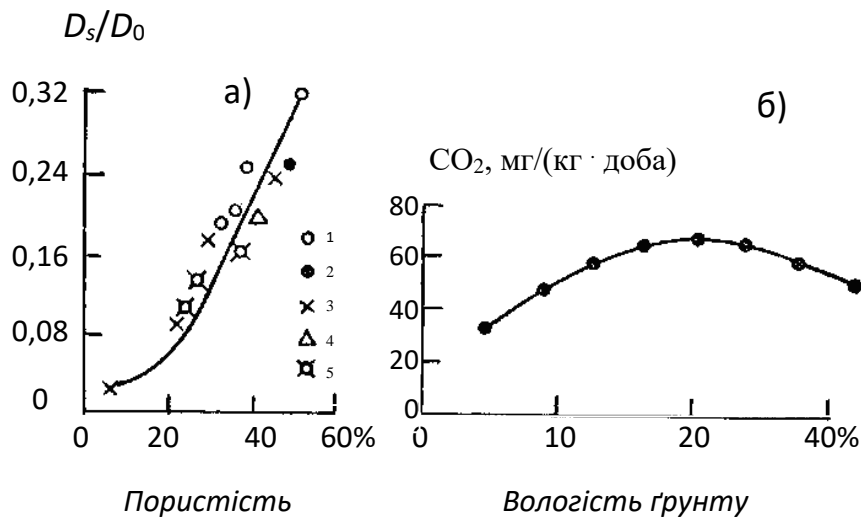


Рисунок 4.1 – Залежність відношення D_s/D_0 від пористості ґрунту (%) при різній щільності ρ (а) і кількості виділяємої із ґрунту вуглекислоти від вологості ґрунту (% маси) (за Л.М. Абросимовим, І. Б. Реут, 1972):

1 – 1,1 г/см³; 2 – 1,2г/см³; 3 – 1,3 г/см³; 4 – 1,4г/см³; 5 – 1,5г/см³;

За даними Л.М. Абросимова і І.Б. Ревута (1972) зміна вологості ґрунту дає дуже високий відсоток збільшення пористості ґрунту і призводить до інтенсифікації продукування у ґрунті концентрації CO_2 . На рис. 4.1 б наведено хід виділення вуглекислоти зі зміною вологості. При цьому встановлюється деякий оптимум виділення CO_2 при визначеній вологості, яка знаходиться у межах 16–24 % для досліджуваного супіщаного слабкопідзолистого ґрунту.

В дерново-підзолистих суглинкових ґрунтах, які не перезвожуються, концентрація CO_2 в шарі 0–50 см коливається від 0,2 до 3,0 %; в шарі 100–200 см – від 1,2 до 3,4 %, у більш глибоких шарах – від 1,5 до 4,5 %. Великий вплив на абсолютний вміст вуглекислоти набуває характер рослинності. За даними Б.Н. Макарова (1966), максимальним він буває під пологом

змішаного лісу, більш низьким в ґрунті під люцерною, ще нижче в ґрунті, засіяному зерновими і найбільш низьким у ґрунті чистого пару. Так в ґрунті під люцерною на глибині 15 см в середньому було 1% CO₂, на глибині 30 см – 1,5 % ; під паром відповідно 0,2 та 0,3 %. Згідно з Є.А. Афанасьєвою, самі низькі концентрації CO₂ в ґрунтовому повітрі цілинного чорнозему спостерігаються навесні після сніготанення: 0,4–0,5 % від об'єму всього ґрунтового профілю (0–300 см). В міру розвитку біоти вміст CO₂ до літа підвищується. Найбільша кількість вуглекислоти продукується в поверхневому шарі але значна її частина йде в атмосферу в процесі «дихання» ґрунту. Тому до глибини 50 см вміст CO₂ у ґрунтовому повітрі не перевищує 0,5 % навіть влітку, дещо підвищується тільки після дощів.

4.5. Просторові та часові закономірності вмісту CO₂ у ґрунті

Динамічність вмісту CO₂ та її виділення в атмосферу має певні часові та просторові закономірності. Тимчасові – сезонні та добові закономірності, визначаються, звісно ж, біологічною активністю, яка, в свою чергу визначається температурою та вологістю ґрунту. Тому й спостерігається дуже хороша відповідність між зазначеними фізичними факторами і, наприклад, виділенням CO₂ із ґрунту протягом вегетаційного періоду (рис. 4.2.)

При аналізі динамічних процесів слід враховувати не тільки фізичні чинники активності мікрофлори, а й наявність живлення мікроорганізмів, саме надходження опаду або кореневого опаду. Це досить добре ілюструється даними А.В. Смагіна (1999), де пік концентрації CO₂ приходить на серпень – листопад, що пов'язано як з оптимальними температурою й вологістю, так і з надходженням соснового опаду (рис. 4.3).

З наведених даних на рис.4.3 видно деякі просторові закономірності розподілу CO₂. Зауважимо, що вміст CO₂ на глибині 30 см помітно вищий, ніж у верхніх шарах, хоча, ймовірно, найвища мікробіологічна активність спостерігається у верхніх шарах ґрунту.

Спробуємо застосувати загальний фізичний підхід при аналізі явищ пересування речовин: виявити джерела та стоки речовин та з'ясувати основні фізичні фактори перенесення. Джерело – мікробіологічні процеси трансформації органічних речовин. Сток – перенесення вуглекислого газу в атмосферу, де його концентрація значно нижче, і «стікання» вниз по профілю відбувається за рахунок його вищої молекулярної маси. Рух цього газу в профілі визначається процесами дифузії й конвекції, про які докладніше буде сказано нижче.

Таким чином, визначальними факторами просторового розподілу CO₂ у профілі є (1) активність мікробіоти (джерело) та (2) газообмін з атмосферним повітрям і «стікання» CO₂ вниз – це стоки.

Емісія CO_2 , г/м²

W, T

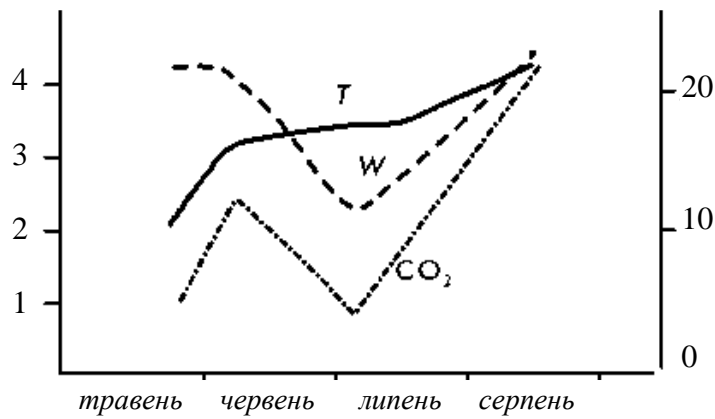


Рисунок 4.2 – Сезонна динаміка температури (T), вологості ґрунту (W) і виділення CO_2 із дерново-підзолистого ґрунту під паром (за Макаровим, 1988).

Концентрація CO_2 , г/м³

Шар ґрунту, см

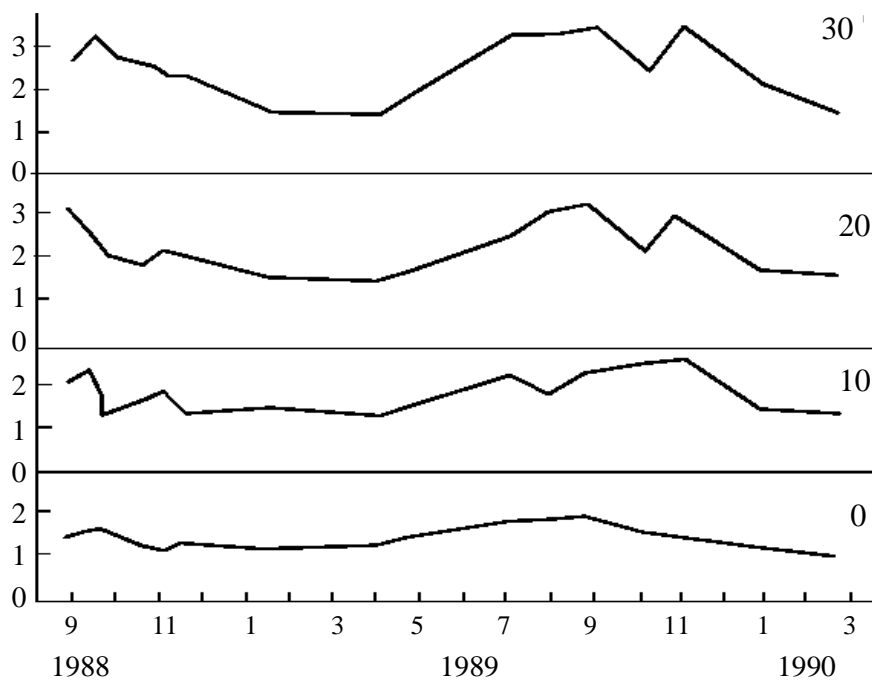


Рисунок 4.3 – Сезонна динаміка концентрації CO_2 у шарах ґрунту в хвойному лісі (за Смагіним, 1999).

На основі цих процесів формується підвищена концентрація CO_2 на глибині 30 см – газообмін тут знижений у порівнянні з верхніми шарами, і поряд із власним «виробництвом CO_2 » сюди ж «стікає» і CO_2 із верхнього шару. У річному циклі і для великих глибин ці процеси, особливо процес фізичного «стікання» в нижні глибокі шари, виглядає дуже вражаюче (рис. 4.4).

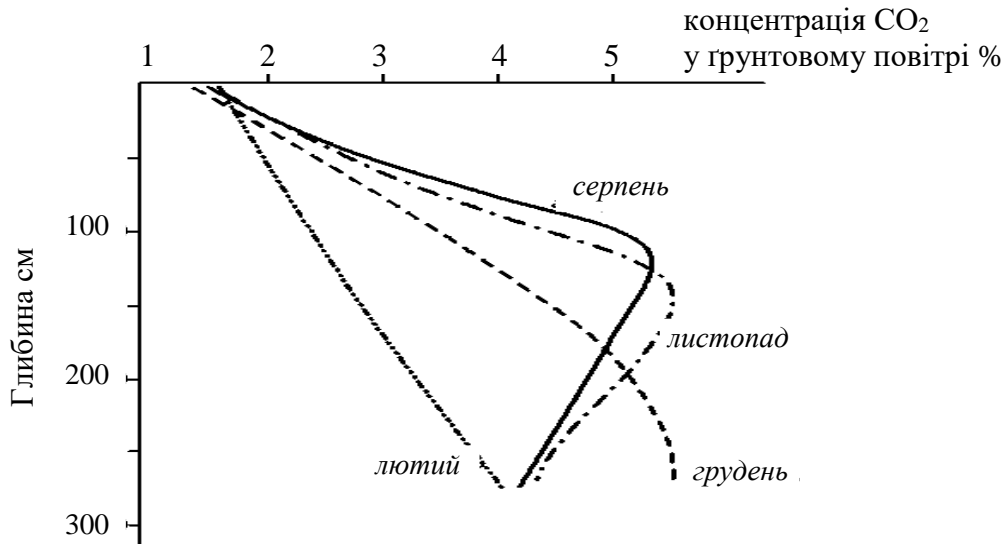


Рисунок 4.4 – Розподіл концентрації CO_2 в профілі дерново-підзолистого ґрунту під змішаним лісом (за Вороніним, 1986).

За літні місяці на глибинах 100–250 см створюється яскраво виражений максимум, що перевищує вміст CO_2 у верхніх шарах у 3–5 разів. Виявляється ґрунт може бути не тільки джерелом CO_2 в атмосферу нашої планети, а й помітним його буфером і акумулятором – адже яка велика кількість CO_2 «стікає» вниз у ґрунтові шари!

Таким чином, динаміку газового складу ґрунтового повітря (газовий режим ґрунту) визначають процеси газообміну з атмосферним повітрям, продукування ґрунтовою біотою та рух у ґрунтовому профілі – газоперенос. Зупинимося по чергово на цих процесах.

Процес газообміну CO_2 з атмосферою, або дихання ґрунтів. Дихання ґрунтів – це поглинання кисню та виділення CO_2 . Процес за своєю сутністю біологічний, пов'язаний з диханням ґрунтової біоти, а емісія CO_2 ґрунтом (виділення ґрунтом CO_2) визначається лише частково процесом дихання. Інтенсивності споживання кисню ґрунтом та виділення CO_2 досягають величин $n - 10^1 \dots 10^4 \text{ мг}/(\text{м}^2 \text{ год})$. Причому в добовому циклі емісія, як правило, для ґрунтів бореального поясу характеризується денними та вечірніми максимумами, що пояснюється добовим перебігом температури ґрунту, що відрізняється від атмосфери, а мінімум припадає на ранкові години – час початку прогріву ґрунту.

Для кількісної характеристики процесу дихання ґрунту використовують так званий *респіраційний коефіцієнт*. Цей коефіцієнт є відношення виділеного з ґрунту CO_2 до кількості O_2 , що надійшов у ґрунт, за певний проміжок часу. Величина цього коефіцієнта, близька до одиниці, характеризує добре аеровані ґрунтові умови. Однак навіть у добре аерованих ґрунтах у літні місяці він може збільшуватися до 1.05 за рахунок високої дихальної активності ґрунтової біоти та коренів рослин.

Емісії CO_2 ґрунтом більшою мірою приділяють увагу в зв'язку з так званим «парниковим ефектом». Цей ефект (коротко) полягає в тому, що такі гази, як CO_2 , CO , CH_4 , N_2O створюють в атмосфері якийсь газоподібний екран, подібний до скла або плівки в парнику, який пропускає короткохвильову радіацію, але не пропускає довгохвильову, теплову. Тобто пропускає, яка надходить на поверхню ґрунту, а та що виділяється – ні. Ось приземний шар атмосфери і повинен прогріватися при підвищенні вмісту цих газів в атмосфері. Вважають, що кліматичні зміни пов'язані з виробничою діяльністю, яка збільшує частку цих газів. Проте, мабуть, частка людини у цих процесах перебільшена (див. «До питання про...»). Фізика цих процесів пов'язана здебільшого з потоками газів, які визначаються низкою законів із відповідними фізичними параметрами. Це закони газоперенесення в ґрунтах.

Контрольні питання

1. Які існують форми ґрунтового повітря?
2. Як розрахувати кількість адсорбованих газових компонентів?
Записати формулу Ленгмюра
3. Від яких факторів залежить кількість адсорбованих газових компонентів у ґрунті?
4. Що таке розчинене повітря ґрунту?
5. Записати закон фазової рівноваги Генрі.
6. Що таке повітроємність ґрунтів?
7. Що таке повітромісткість ґрунтів?
8. Як визначається повітромісткість ґрунтів?
9. Що таке повітропроникність ґрунту? Від чого вона залежить.
10. За якими механізмами відбувається обмін газами між ґрунтом і атмосферою?
11. Що є рушійною силою при переміщенні маси повітря при конвекції?
12. Що є рушійною силою при переміщенні маси повітря при дифузії?
13. Запишіть закон Фіка.
14. В чому полягає принципу нерозривності, який використовується при математичному формулюванні процесів дифузії?
15. Запишіть рівняння дифузії повітря у ґрунті.

16. З яких газів складається ґрунтове повітря?
17. Як змінюється вміст CO_2 у ґрунтовому повітрі в залежності від зволоженості періоду?
18. Що таке дихання ґрунту?
19. Що собою уявляє так званий «парниковий ефект»?
20. Які процеси визначають динаміку газового складу ґрунтового повітря?

5. ТЕПЛОФІЗИКА ГРУНТІВ

Тепло відіграє велику роль у ґрунтоутворювальних процесах. Від наявності тепла в ґрунті залежить хід біологічних процесів, які сприяють розвитку мікроорганізмів і росту рослин. Як встановлено дослідниками, рослини, які ростуть і розвиваються при невідповідній температурі, передчасно старіють, уражуються швидше хворобами, вироджуються, в листках та коренях їх нагромаджується більше зольних речовин, ніж звичайно.

Коливання температури – важливий компонент мікроклімату ґрунту. Слідуючи річним циклам зміни температури повітря, температура ґрунту суттєвим чином впливає на багато процесів, які протікають у ґрунті. З тепловим режимом ґрунту тісно пов'язані початок і кінець вегетаційного періоду, просторове розміщення рослин, характер розповсюдження кореневих систем, швидкість надходження до коріння поживних елементів. Температура ґрунту впливає на швидкість надходження води до коріння, на транспірацію, продуктивність рослин.

Температурний режим регулює чисельність мікроорганізмів та їх активність, мінеральні перетворення, процеси розпаду органічних решток і трансформації гумусу ґрунту. Температура ґрунтів контролює фазові переходи в системі «ґрунт – ґрунтовий розчин – ґрунтове повітря», процеси розчинення солей та газів, швидкість вивітрювання мінералів. Утворення цементацийних структур в тропіках під впливом надмірного перегріву та фрагментарних структур в північних широтах (під дію переохолодження) також обумовлені особливостями температурного режиму ґрунту.

У природі всі життєво-важливі процеси відбуваються на межі розділу природних тіл. Причому на різних масштабах розгляду. У масштабі ґрунтових частинок та агрегатів – на межі розділу фаз дисперсного тіла. Це процеси обміну, сорбції/десорбції, концентрування ґрунтових мікроорганізмів. У масштабі ґрунтового індивідуума, ґрунтового покриву також всі основні біологічні процеси відбуваються на поверхні ґрунту. І в масштабі біосфери знову ж таки на межах розділу: суша – водні простори (це прибережні літоралі, в яких вирує життя), вода – атмосфера (це шар води з планктоном та іншими автотрофами-продуцентами, різноманітними тваринами гетеротрофами-консументами), вода – твердофазне дно, де переважно панують редуценти (це так звана «бентосна плівка»). Це відбувається тому, що у цих біосферних межах здійснюється перетворення енергії – промениста енергія сонця перетворюється на теплову або хімічну. За рахунок теплової прогривається місце існування і стають можливими швидкі біохімічні процеси, хімічна енергія запасється в складних природних органічних речовин, мулах, торфовищах та ін.

Ґрунт у цьому сенсі – унікальне природне утворення. Насамперед на поверхні ґрунту відбувається трансформація променистої енергії в теплову, яка прогріває і ґрунт, і приземний шар повітря. Тому саме тут, у ґрунті та приґрунтовій зоні, зосереджена активна біологічна діяльність з перетворення речовин, особливо органічних. Саме тому в прогрітому приґрунтовому шарі повітря особливо інтенсивно розвиваються зелені рослини – первинні постачальники енергії в ланцюгах живлення, і тварини, для яких важливо підтримати оптимальний температурний режим для дихання. Виходить, що на поверхні і всередині ґрунту відбуваються перетворення, перенесення і виділення енергії, тобто життєво важливі біосферні процеси. Нерідко тому можна чути образний вираз: «Ґрунт – це реактор». Додаємо – «реактор життя» – такі важливі енергетичні процеси відбуваються у ґрунтах. Щоб розібратися в цих енергетичних процесах, уточнимо кілька понять. Насамперед перетворення енергії відбувається на діяльній поверхні.

5.1. Радіаційний баланс

Діяльна поверхня – це поверхня (ґрунту, рослинного покриву), на якій відбувається перетворення сонячної радіації в інші види енергії.

З цього визначення випливає, що діяльною поверхнею може бути поверхня ґрунту або поверхня рослинного покриву, а може бути і те, й інше. І ще це визначення має на увазі, що якщо відбувається перетворення енергії, то повинен дотримуватися баланс: скільки енергії надійшло у вигляді сонячної радіації, стільки ж має й утворитися в інших видах (наприклад, у вигляді теплової). Позначимо сонячну радіацію, що надходить у вигляді потоку енергії I одиниці вимірювання – $\text{Вт}/\text{м}^2 = \text{Дж}/\text{м}^2 \cdot \text{с} \llcorner 0,24 \text{ кал}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$. Ця сонячна радіація складається з кількох видів, або складових радіаційного балансу.

Насамперед із прямої сонячної радіації I_s (рис. 5.1). Це короткохвильова (400-750 нм – ультрафіолетова та видима області) радіація, що йде прямо і безпосередньо від нашого світила. В основному саме ця радіація і формує клімат: чим ближче кут падіння сонячних променів до нульового (а вимірюють кут падіння променів, як кут між променем і нормаллю до поверхні ґрунту), тим жаркіше буде клімат. І саме слово «клімат» походить від латинського «сіма» – кут падіння сонячних променів. Крім того, частина цієї прямої радіації бере участь у процесах фотосинтезу рослин. Тому її і називають фотосинтетично активною радіацією – ФАР. На цю радіацію припадає приблизно 40 % усієї сонячної радіації, яка досягає діяльної поверхні. Зазначимо також, що тільки 1–3 % від ФАР накопичується у вигляді продуктів фотосинтезу і тільки в дуже рідкісних випадках (тропічні ліси, плантації цукрової тростини і т. п.) – до 5 %, а в штучних умовах – до 8 %.

Інша складова – це розсіяна радіація I_a , радіація, відбита від зважених колоїдальних та інших частинок в атмосфері.

Ще одна складова, що надходить на діяльну поверхню, – це противипромінювання атмосфери I_{li} , яка формується в результаті нагрівання частинок в атмосфері. Воно представлено довгохвильовим випромінюванням (довжина хвилі більше 750 мкм) і утворюється, коли нагріті частинки і гази в атмосфері виділяють в навколишній простір теплове інфрачервоне випромінювання.

Таким чином, на діяльну поверхню надходить радіація у вигляді, причому в більшості випадків надходить короткохвильова $(I_s + I_a)_{\text{надх.}}$ і довгохвильова складові цілком порівняльні за величинами.

Частина радіації, яка надходить, відбивається від діяльної поверхні у вигляді короткохвильової $(I_s + I_a)_{\text{відбв.}}$, а частина – у вигляді довгохвильової та формує випромінювання діяльної поверхні ґрунту I_{le} . Цей ґрунт (точніше, діяльна поверхня) постійно виділяє в навколоґрунтовий простір інфрачервоне випромінювання, теплові промені. Тоді радіаційний баланс у денний час можна представити наступним рівнянням:

$$I_n = [(I_s + I_a)_{\text{надх.}} - (I_s + I_a)_{\text{відб.}}] + (I_{li} - I_{le}). \quad (5.1)$$

Перший член (у квадратних дужках) являє собою енергію, сформовану за рахунок короткохвильової радіації, а другий член – за рахунок довгохвильової. Обидва ці види радіації беруть участь у нагріванні ґрунту. Особливо слід сказати про величину випромінювання діяльної поверхні ґрунту, I_{le} . Ми нерідко вважаємо, що це весняне сонце прогріває приземний шар повітря, приносячи перше тепло. Однак основне значення тут має саме випромінювання ґрунту. І можна сказати, що саме ґрунт приносить нам весняне тепло, теплий вітерець.

Нерідко використовують поняття «альbedo» (α , величина безрозмірна) як відношення відбитої до короткохвильової енергії, що надійшла, яке характеризує стан діяльної поверхні.

$$\alpha = (I_s + I_a)_{\text{відб.}} / (I_s + I_a)_{\text{надх.}}. \quad (5.2)$$

Так, для свіжого снігу альbedo становить 0.8-0.85, для сухого ґранту – 0.15-0.35, а для вологого – 0.05-0.014. Звичайно, чим нижче α , тим більша кількість радіаційної енергії перетворюється і надходить до ґрунту. Так, якщо ми хочемо направити у ґрунт додатковий потік енергії, треба прагнути зменшити α діяльної поверхні. Найчастіше це досягається покриттям поверхні темними плівками, чорними матеріалами (торфом, сажею і т. п.).

Слід зазначити, що величина альbedo залежить не тільки від кольору поверхні, але й від її шорсткості та від кута падіння сонячних променів.

5.2. Тепловий баланс

Отже, взаємопов'язані процеси надходження радіаційної енергії у вигляді прямої, розсіяної та відбитої радіації, та її подальше перетворення на теплову на діяльній поверхні, що витрачається на нагрівання ґрунту (і рослин), приземного шару повітря та евапотранспірацію – ось основні процеси радіаційного та теплового балансів на земній поверхні. Всі ці процеси наведені на рис. 5.1.

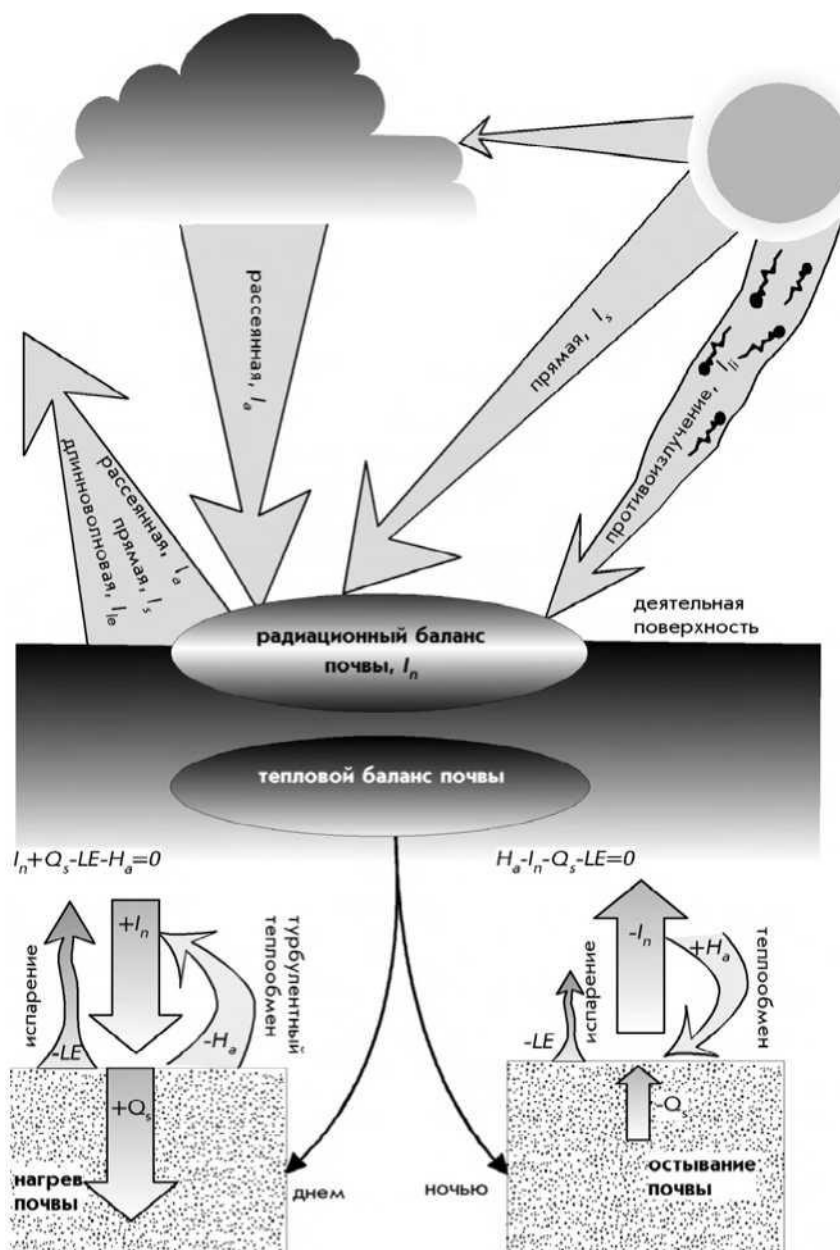


Рисунок 5.1 – Схема радіаційного і теплового балансів діяльної поверхні (Шейнін С.В., 2005)

Пряма, відображена у видимому спектрі, і довгохвильова радіації (інфрачервоні) надходять на діяльну поверхню, а з діяльної поверхні випромінюється радіація у вигляді відбитої у видимому спектрі та у вигляді теплових променів (інфрачервоних). Результатом всіх цих відбиття–перетворень є радіаційний баланс, I_n – велика стрілка, спрямована або всередину (день), або з ґрунту в атмосферу (ніч). Формується тепловий баланс ґрунту.

Як ми вже знаємо, баланс формується для конкретного шару та проміжку часу. Позитивні складові балансу – це всі складові, що мають направлення до конкретного шару, які прагнуть його «наповнити», а негативні, навпаки, – його «опустошити». У найзагальнішому вигляді тепловий баланс виглядатиме так:

(Пряма сонячна радіація) + (Розсіяна сонячна радіація) + (Противипромінювання атмосфери) – (Відбивна сонячна радіація) – (Випромінювання ґрунтом тепла) – (Конвективне нагрівання приземного шару атмосфери) – (Витрати тепла на випаровування і транспірацію) – (Потік тепла у ґрунт) = 0.

Перші п'ять членів цього розписаного балансу, як ми знаємо, формують радіаційний баланс I_n . А три останні витратні: нагрівання ґрунту та листової поверхні рослин – Q_s нагрівання приземного шару повітря – H_a та випаровування води – LE як добуток питомої теплоти випаровування L , (яка становить приблизно 585 кал/г H_2O) на кількість води, що випаровується з ґрунту і з рослин – евапотранспірацію, E (г H_2O /(см²·доба)). Тому розмірності всіх складових теплового балансу такі самі, як і радіаційного балансу – кал/(см²·доба). Не будемо забувати ще одну складову – енергію, витрачену на фотосинтетичні процеси $Q_{ФАР}$, втім, як ми вже зазначали, дуже маленьку порівняно з іншими складовими. Тому часто її навіть не вказують (згодом ми чинитимемо так само) у рівняннях теплового балансу.

$$I_n - Q_s - H_a - LE - Q_{ФАР} = 0. \quad (5.3)$$

У цих рівняннях напрямки потоків тепла і відповідно знак вказуються в залежності від напрямку до поверхні: позитивними будуть всі складові, що мають напрям до поверхні, а негативними – від неї. Це враховано у наведеному вище рівнянні теплового балансу. Воно характеризує денні години. А ось у нічні години, як це видно на рис. 5.1, складові мають інший напрям. З глибини ґрунту до поверхні спрямований внутрішньо-ґрунтовий потік. Величина Q_s , позитивна, так само, як і H_a , так як турбулентний потік тепла може бути спрямований в нічний час до поверхні ґрунту. Евапотранспірація в нічний час близька до нуля, а ґрунт виділяє тепло в атмосферу – радіаційний баланс негативний.

Таким чином, тепловий баланс у нічні години складатиме

$$Q_s + H_a - I_n - LE = 0. \quad (5.4)$$

Це означає, що і радіаційний баланс у нічний час негативний. Тому двічі на добу основні складові теплового балансу (I_n , Q_s , H_a) змінюють свій знак і проходять через нуль. Тепловий баланс має періодичний (але не симетричний) вигляд, як це наведено на рис 5.2. Для літнього періоду (рис.5.2 а) добовий радіаційний баланс позитивний більшу частину доби, а зимою (рис. 5.2 б) – в основному негативний. Зимою значно довший період негативних значень I_n , Q_s . В результаті ґрунт охолоджується.

Із наведених схем і рівнянь теплового і радіаційного балансів видно, перш за все, що всі процеси формуються на діяльній поверхні і від її характеристик залежать величини складових балансу.

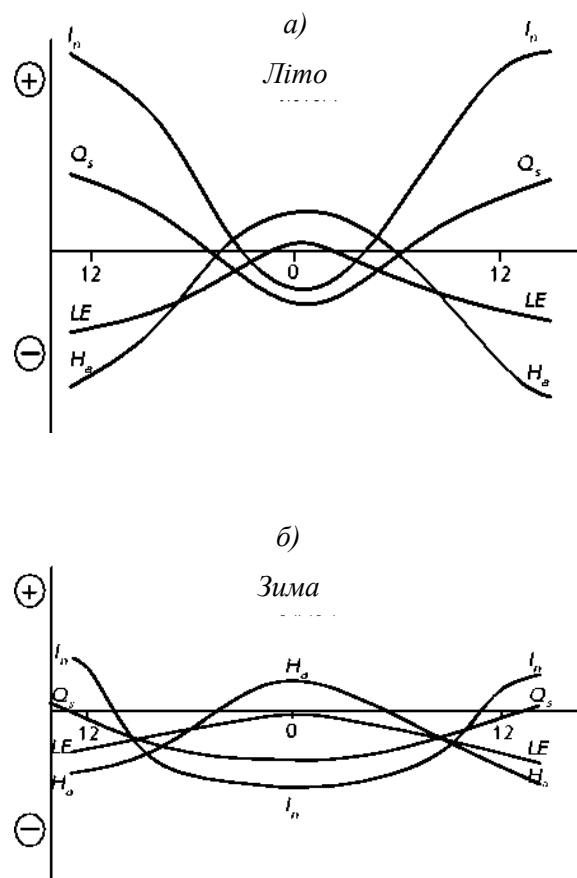


Рисунок 5.2 – Добовий хід складових теплового балансу в літній та зимовий періоди (Шейнін С.В., 2005)

5.3 Тепловий баланс рослинного покриву та його складові

Тепловий режим РП формується під впливом результуючого приходу тепла, обчислюваного за допомогою рівняння теплового балансу. Будемо розглядати характеристики РП, осередненні по горизонталі, і вважати процеси тепло- і вологообміну в РП квазістаціонарними.

Відповідно до цього рівняння теплового балансу в РП можна записати у вигляді

$$\frac{dR(L)}{dz} = l \frac{dE(L)}{dz} + \frac{dP(L)}{dz}, \quad (5.5)$$

де $R(L)$ – радіаційний баланс РП;

l – прихована теплота пароутворення;

$P(L)$ і $E(L)$ – турбулентні потоки відповідно тепла і вологи у міжлистяковому просторі РП.

Інтегруючи формулу (5.5) по z від $z = 0$ (поверхня ґрунту), одержимо таке рівняння

$$R(L) = lE(l) + P(L) + R_{\bar{a}} - P_{\bar{a}} - lE_{\bar{a}}, \quad (5.6)$$

де R_z – радіаційний баланс;

P_z , – турбулентний теплообмін;

E_z – вологообмін біля поверхні ґрунту в РП при $z = 0$.

Порівняння трьох останніх членів рівняння (5.6) з відомим рівнянням теплового балансу поверхні суші показує, що

$$R_z - P_z - lE_z = B_z. \quad (5.7)$$

Таким чином, рівняння (5.7) характеризує потік тепла у ґрунт під РП. Отже, рівняння (5.6) можна записати у вигляді

$$R(L) = lE(L) + P(L) + B_z. \quad (5.8)$$

Рівняння (5.8) представляє собою записане в загальному вигляді рівняння теплового балансу РП. При цьому радіаційний баланс РП $R(L)$ вважається позитивним, якщо він характеризує прихід тепла до РП, а інші складові (потоки) вважаються позитивними, якщо вони характеризують витрату тепла. У РП якась кількість тепла може бути витрачена або виділена в результаті біохімічних процесів, які відбуваються у рослині або ґрунті. Але ця складова теплового балансу дуже мала.

При біохімічних процесах найбільша кількість енергії витрачається на фотосинтез, однак, при цьому витрата енергії не перевищує 2 % від радіаційного балансу, що лежить у межах точності вимірів усіх складових

теплового балансу. Тому витрата тепла на біохімічні процеси при вивченні теплового балансу РП не розглядається.

Там, де нестача води не обмежує транспірацію, велика частина енергії, що надходить у вигляді радіаційного балансу R_n , витрачається на евапотранспірацією LE_t . Частина радіаційного балансу, яка витрачається на евапотранспірацію, зазвичай характеризується відношенням цих двох величин.

Ванбейвел і Харріс (Van Bavel, Harris, 1962) визначили, що $LE_t / R_n = 0,8$ для вегетаційного періоду зрошуваних посівів кукурудзи і бермудської трави в штаті Північна Кароліна, США. Суон та ін. (Swan et al., 1963) для зрошуваних посівів ламкої квасолі і картоплі приводять значення цього відношення 1,1 і 1,2.

Можна визначити загальні властивості енергетичного балансу для трьох типів природного середовища.

1) Вологе середовище. Велика територія, на якій немає нестачі вологи і евапотранспірація не обмежена. У цьому випадку велика частина радіаційного балансу витрачається на випаровування води.

2) Пустельна середовище. Нестача води обмежує евапотранспірацію, тому більша частина радіаційного балансу повинна витратитися на нагрівання ґрунту або приземного шару повітря.

3) Оазисне середовище. Надходження вологи не обмежує евапотранспірацію на місці (на зрошуваній території), але навкруги простягається велика пустеля. Це викликає потік теплового повітря з пустелі в район оазису (зрошуваної території) і евапотранспірація перевищує радіаційний баланс. Процес горизонтального переносу енергії H з пустелі в район оазису, де ця енергія витрачається на евапотранспірацію E_t називається *адвекцією*, а перенесення такої енергії називається *енергією адвекції*.

Протягом доби енергетичний баланс безперервно змінюється. Приклади енергетичного балансу для деяких оазисів наведені в табл. 5.1.

Таблиця 5.1 – Складові енергетичного балансу для трьох оазисів

Оазис	Дата	Енергія, кал/(см ² · добу)				
		R_n	G	H	LE_t	LE_t / R_n
Темп, штат Аризона, США	12.VII. 1962	377	31	-190	598	1,6
Аспедейл, Австралія	1.XII. 1962	433	-21	-183	595	1,4
Акрон, штат Колорадо, США	4–14.VII.1962	388	-18	-180	550	1,4

На рис. 5.3 показано у вигляді графіка різні складові енергетичного балансу для добового періоду (24 год.)

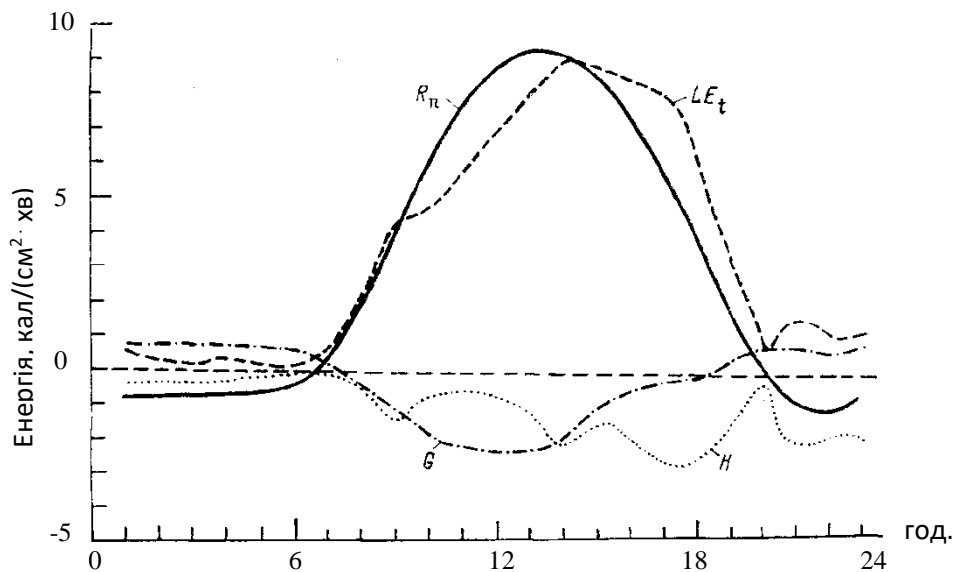


Рисунок 5.3 – Складові енергетичного балансу для посівів вівса.

Протягом доби складові балансу мали наступні значення:

$$R_n=393\text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}, LE_t=475\text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}, G=42\text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}, H=124\text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}.$$

В таблицях 5.1–5.3 наведені енергетичні баланси для періоду на одну добу або довше з різними умовами погоди

На випаровування з промоченого ґрунту витрачається більша частина енергії радіаційного балансу R_n . По мірі висихання ґрунту все менше залишається води, доступної для випаровування і транспірації, енергія витрачається на нагрівання ґрунту G або нагрівання повітря H . Для прикладу розглянемо дані з табл. 5.2.

Таблиця 5.2 – Складові енергетичного балансу над поверхнею ґрунту в період її висихання

Дата	Енергія, кал/(см ² · доба)						Стан поверхні ґрунту
	R_s	R_n	G	H	LE_t	LE_t / R_n	
25.IV	723	421	4	73	351	0,83	Залита водою
28.IV	713	379	7	38	348	0,92	Дуже волога
29.IV	734	404	8	-1	413	1,02	Волога
30.IV	723	399	-10	32	357	0,89	Середньоволога
1.V	722	361	-24	68	269	0,75	Середньосуха
2.V	723	328	-34	69	255	0,69	Суша

Загалом, при висиханні ґрунту відношення LE_t / R_n зменшується, тоді як кількість тепла, що надходить у ґрунт G і спрямованого на нагрівання

повітря H , збільшується. Це положення добре ілюструють дані, які наведено в табл. 5.3, що показують зміну складових енергетичного балансу при зволоженні позбавленого рослинності ґрунту.

Таблиця 5.3 – Складові енергетичного балансу над поверхнею ґрунту, позбавленої рослинності

Період спостережень	Енергія, кал/(см ² · доба)					Стан ґрунту
	R_n	G	H	LE_t	LE_t/R_n	
15 – 25.V	284	-18	220	46	0,16	Суха
4 – 16.VI	226	-58	-52	220	0,97	Волога

5.4. Добовий і вегетаційний хід складових теплового балансу РП за експериментальними даними

Добовий хід радіаційного балансу і потоку тепла в ґрунт РП визначається в основному умовами хмарності; в залежності від зміни цих складових змінюються витрати тепла на випаровування і потік тепла в повітря. На рис. 5.4 наведено добовий хід складових теплового балансу РП, отриманий в умовах теплої малохмарної погоди (рис. 5.4 а) і жаркої погоди з мінливою хмарністю (рис. 5.4 б).

Як видно з даних рис. 5.4, хід кривої витрат тепла на випаровування наслідує хід радіаційного балансу РП; відмінність ходу кривої турбулентного теплообміну для зазначених погодних умов полягає в наявності полуденної депресії в зв'язку з різким зростанням величин $IE(L)$. Тепловий потік через поверхню ґрунту має добовий хід з максимумом у передполудневі години. Післяполудневий перехід через нуль настає о 16–17 год., у ранкові години теплообмін у ґрунті змінює знак о 4–5 год.

Під впливом зрошення істотно міняється динаміка складових теплового балансу. Найбільшій зміні піддаються турбулентний потік теплоти $P(L)$ і витрати тепла на випаровування $IE(L)$. Потік теплоти в ґрунт B_z під РП міняється мало. Цей потік складає 3–5 % радіаційного балансу.

На рис. 5.5 наведено приклад осередненого добового ходу величин $P(L)$ і $IE(L)$ для зрошуваних по борознах і дощуванням та для незрошуваних полів. З даних рисунка видно, що до поливу добовий хід потоків $P(L)$ і $IE(L)$ практично однаковий на всіх трьох полях.

Оскільки в наведених випадках гострого дефіциту ґрунтової вологи не спостерігалось, добовий хід $P(L)$ і $IE(L)$ слідує за температурою повітря. Після поливів на зрошуваних полях різко збільшуються витрати тепла на випаровування $IE(L)$ і одночасно знижується турбулентний теплообмін $P(L)$.

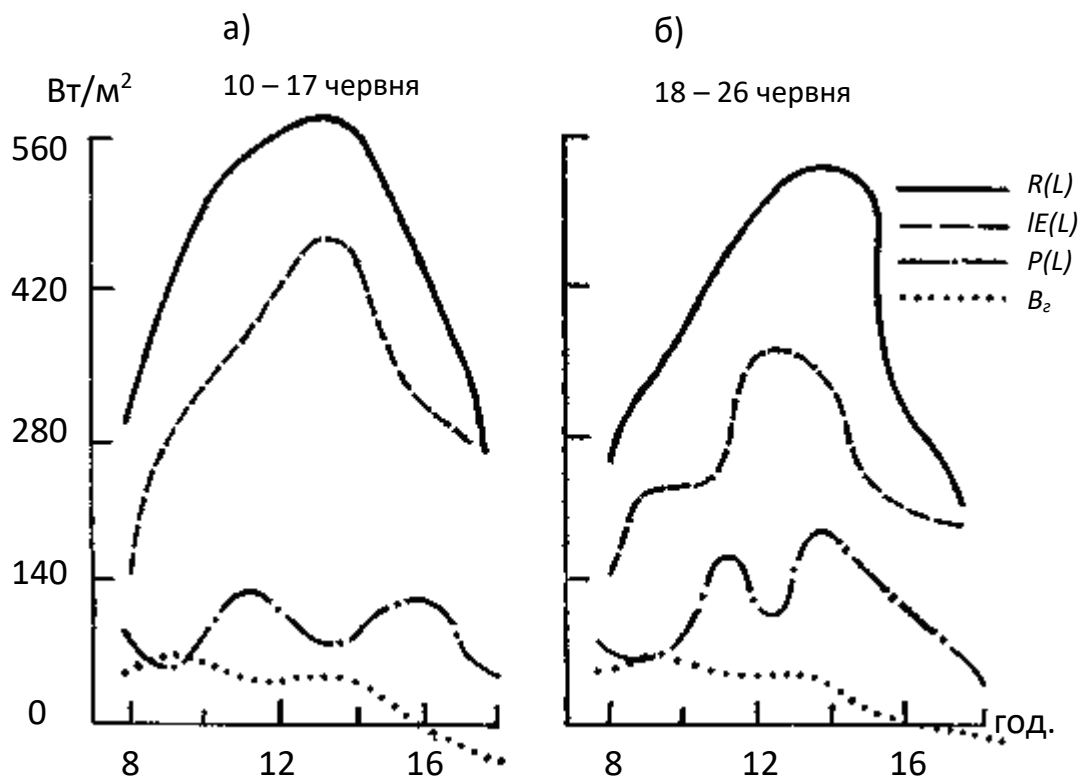


Рисунок 5.4 – Добовий хід складових теплового балансу РП при різних типах погодних умов. Озиме жито. (за Н.В. Єфімовою):

а) тепла малохмарна погода; б) жарка погода з мінливою хмарністю;
 $R(L)$ – радіаційний баланс; $IE(L)$ – витрати тепла на випаровування;
 $P(L)$ – турбулентний теплообмін; B_2 – потік тепла через поверхню ґрунту.

При цьому чітко просліджується відмінність у потоках на зрошуваних і незрошуваних полях. Важливим є й та обставина, що після поливів істотно збільшується проміжок часу (вночі, вранці і ввечері), протягом якого потік $P(L)$ стає негативним. Це призводить до того, що добове значення $P(L)$ наближається до нуля.

Витрата тепла на випаровування (транспірацію) залежить не тільки від енергетичних ресурсів і запасів вологи у ґрунті, але і від фази розвитку рослин. За даними Н.І. Єфімової, у фази колосіння і цвітіння витрати тепла на випаровування складають 70–80 % радіаційного балансу. В наступні періоди при переході рослин озимої пшениці й озимого жита у фази наливу зерна та молочної стиглості площа фотосинтезуючої поверхні листя різко зменшується і при тривалому дефіциті вологи у ґрунті витрати тепла на випаровування складають 50–60 % радіаційного балансу.

Трохи інше співвідношення складових теплового балансу спостерігається у просапних культур. За даними Ф.А. Мумінова, добові суми складових теплового балансу картопляного поля міняються від фази до фази також цілком закономірно відповідно до наявності критичного періоду в цієї культури під час репродуктивного розвитку (табл. 5.4).

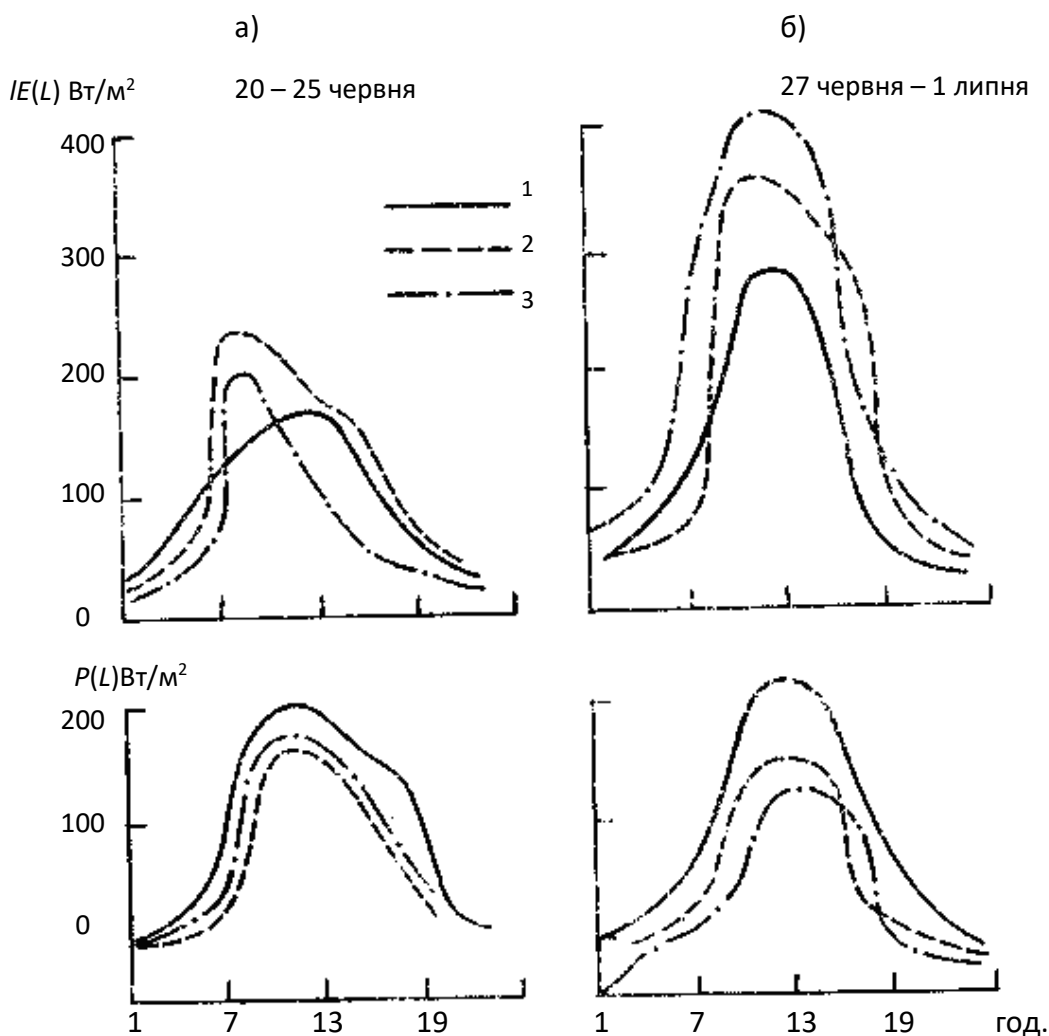


Рис. 5.5 – Добовий хід витрат тепла на випаровування $IE(L)$ і турбулентний теплообмін $P(L)$ перед поливом (а) і після поливу (б); кукурудза: Фаза 10–12-й листок, висота рослин 40 см (за М.І. Гойса, Р.М. Олійником, А.Д. Рогаченко, 1965).

1 – незрошуване поле; 2 – поле зрошуване по борознах; 3 – поле, зрошуване дощуванням.

Витрата води на транспірацію картоплі в початковий період розвитку невелика і різко збільшується в репродуктивний період, перевищуючи в 1,5–2 рази випаровування з поверхні ґрунту. При достатній вологості ґрунту це викликає ріст сумарного випаровування і відповідне йому розподілення складових теплового балансу на фази розвитку, а саме різке збільшення витрат тепла на сумарне випаровування в період формування урожаю. Деяке зниження транспірації і витрат тепла на сумарне випаровування для картоплі літньої посадки в період після першого заморозку пояснюється ушкодженням деяких частин рослини заморозком і частковим відмиранням бадилля.

Таблиця 5.4 – Добові суми складових теплового балансу в % від $R(L)$, транспірації E_T і випаровування з поверхні ґрунту (в % від сумарного випаровування E) на картопляному полі в середньому за періоди вегетації

Складові теплого балансу	Весіння посадка			Літня посадка			
	16-14.V сходи – початок росту бульб	20.V- 20.VI накопиче ння веге тативної маси, урожай бульб	28-30.VI ріст бульб, закінчен ня при росту вегетатив ної маси	11-6.VII посадка – сходи	21.VII- 6.VIII сходи – ріст вегетати вної ма си і бульб	30.VIII- 5.IX продовже ння нако пичення вегетатив ної, маси і росту бульб	8-15.X від замороз ків до збиран ня картоплі
$P(L)/R(L)$	48	4	-16	42	18	-4	16
$IE(L)/R(L)$	36	79	107	37	66	88	67
$B_T/R(L)$	16	17	9	21	16	16	17
E_T/E	39	42	68	5	12	63	54
E_T/E	61	58	32	95	88	37	46

Потік тепла в ґрунт при весняній і літній посадці протягом вегетаційного періоду міняється мало. Деяке зменшення потоку тепла в ґрунт до кінця вегетації пов'язано зі зменшенням градієнтів температури ґрунту, внаслідок значного затінення його поверхні в зв'язку з ростом зеленої маси рослин. Аналогічна картина зміни характеристик складових теплового балансу за період вегетації спостерігається й в інших просапних культурах.

Як характеристику структури теплового балансу РП використовують співвідношення між окремими складовими: $R(L)$, $IE(L)$, $P(L)$, B_T . Частка турбулентного теплообміну $P(L)$ у радіаційному балансі рослинного покриву (відношення $P(L)/R(L)$ тим більше, чим нижче запаси вологи в ґрунті) при заданих радіаційних умовах і чим вище прихід сонячної радіації при незмінних запасах вологи у ґрунті. Основними параметрами, що визначають мінливість $P(L)/IE(L)$ (відношення Боуена), є стан РП і умови вологозабезпеченості. На рис. 5.6 наведена залежність $P(L)/IE(L)$ від відносної площі листя L при різних значеннях W .

Як видно з даних рис. 5.6, найбільш істотний вплив площі листя на $P(L)/IE(L)$ спостерігається в початкові періоди розвитку РП при зростанні L до 1,5. Подальше збільшення L помітного впливу на відношення $P(L)/IE(L)$ не має. Відмічений характер РП на $P(L)/IE(L)$ визначається не тільки збільшенням площі поверхні, яка випаровує, але і тим, що рослини в міру росту і розвитку кореневої системи включають у вологообмін усе більш глибокі шари ґрунту. З ростом L діапазон зміни $P(L)/IE(L)$ за будь-якого зволоження зменшується.

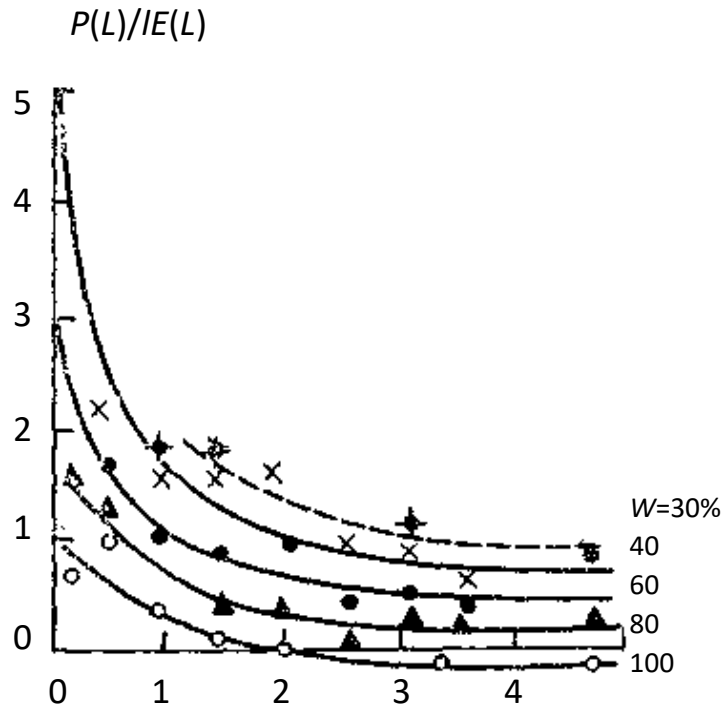


Рисунок 5.6 – Залежність відношення $P(L)/IE(L)$ від відносної площі листа і запасів продуктивної вологи W (% ПВ) у метровому шарі ґрунту (за В.В. Бібік, 1979).

Так, при $L \leq 0,2$ збільшення W від 40 до 100 % супроводжується зменшенням $P(L)/IE(L)$ від 4,4 до 0,9; при $L \geq 1,0$ і такій же зміні W відношення $P(L)/IE(L)$ зменшується від 1,5 до 0,2, а при $L \geq 3,0$ – від 0,6 до 0,05. При високому зволоженні ($W = 80\%$) спостерігаються близькі до нуля і негативні значення $P(L)/IE(L)$. Це означає, що має місце негативний турбулентний притік тепла до підстильної поверхні. Такі умови («оазисний ефект») на зволоженому полі можуть виникати на фоні високих температур, збільшення дефіциту насичення повітря та швидкості вітру. При відсутності або слабкому розвитку РП ($L < 1,0$) незалежно від ступеня зволоження ґрунту турбулентний теплообмін позитивний.

Зв'язок P/IE з відносною площею листової поверхні і вологозапасами ґрунту криволінійний і достовірний з імовірністю $\beta = 0,99$. Він апроксимований рівнянням

$$\frac{P}{IE} = \frac{(P/IE)_0 - (P/IE)_\infty}{1 + aL^k} + \left(\frac{P}{IE}\right)_\infty, \quad (5.9)$$

де $\left(\frac{P}{IE}\right)_0$ і $\left(\frac{P}{IE}\right)_\infty$ – значення P/IE при відсутності РП і за як завгодно великому зростанні L ; a і k – коефіцієнти.

Коефіцієнт k мало міняється при зміні W (від 1,21 до 1,47) і його можна прийняти постійним і рівним 1,32. Інші параметри рівняння (5.9) істотно залежать від W :

$$(P/lE)_0 = (320/W) - 2,2; \quad (5.10)$$

$$(P/lW)_\infty = 0,767 - 0,885 \cdot 10^{-2} W; \quad (5.11)$$

$$a = 14,4 - 5,75 \lg W. \quad (5.12)$$

Рівняння (5.9) – (5.12) можуть бути використані для розрахунків P/lE за значеннями L і W і турбулентного теплообміну P , якщо є дані про сумарне випаровування.

5.5 Теплообмін у ґрунті

У ґрунті природного складу першопричиною процесу теплообміну є присутній завжди і повсюдно вертикальний температурний перепад, який змінює знак з дня до ночі. Завдяки цьому виникає процес теплопровідності, який обумовлює обмін теплом всередині ґрунту між різними глибинами.

Ґрунт представляє собою двофазну (суху) або трьохфазну (вологу) систему, яка складається із кістяка, що представляє собою сукупність величезної кількості твердих часток ґрунту, розділених між собою проміжками, які заповнені газом, вологою або тим та іншим одночасно.

Теплообмін у ґрунті здійснюється наступними механізмами: теплопровідністю уздовж окремої частки – елемента твердого кістяка матеріалу; передачею тепла завдяки теплопровідності від однієї частки до сусідньої в місцях їхнього безпосереднього контакту; молекулярною теплопровідністю в середовищі, що заповнює проміжки між частками; теплопередачею на границі твердих часток із середовищем; випромінюванням від частки до частки; конвекцією газу і води, яка містяться між частками.

Явище теплопровідності має кілька внутрішніх механізмів.

Кондукція – перенесення тепла при безпосередньому контакті частинок один з одним. Оскільки ґрунтові частинки практично завжди контактують одна з одною, цей механізм переважає у всіх мінеральних ґрунтах.

Перенесення «прихованої теплоти» (теплопароперенесення) – перенесення тепла разом з парами води, що утворюються (з втратою тепла) в одній точці ґрунту та конденсуються (з виділенням тепла) в іншій. Вираз «прихована теплота» пов'язаний із терміном «прихована теплота пароутворення», що становить 585 кал/г. Якщо у ґрунті є градієнт температури, то пари води рухаються від точки з більшою температурою до точки з меншою. Тому якщо в теплій частині ґрунтової пори випарується 1 г

води, то в цій частині ґрунт втратить 585 кал. Цей грам пароподібної води, конденсуючись у холодній частині, виділить ті ж 585 кал. За рахунок цього перенесення тепла з парами води досягається температурна рівність.

Конвекція – прогрівання за рахунок струменистого перемішування рідкої та газоподібної фаз. У ґрунтах проявлення цього механізму помітне лише за високої вологості та швидкому перемішуванню вільної води.

Перенесення тепла за допомогою прямого інфрачервоного випромінювання. У ґрунтах воно представлений=уявлені малою мірою. Якщо у ґрунті представлено кілька механізмів перенесення тепла, то можливо, що при зміні його вологості, ці механізми по-різному формуватимуть теплопровідність ґрунту в цілому. Спочатку в сухому ґрунті частки вільно лежать одна до одної (рис. 5.7, стадія 1). І теплоперенесення буде зумовлено лише окремими нечисленними контактами (кондукція). По мірі утворення водної плівки частки наближаються одна до одної.

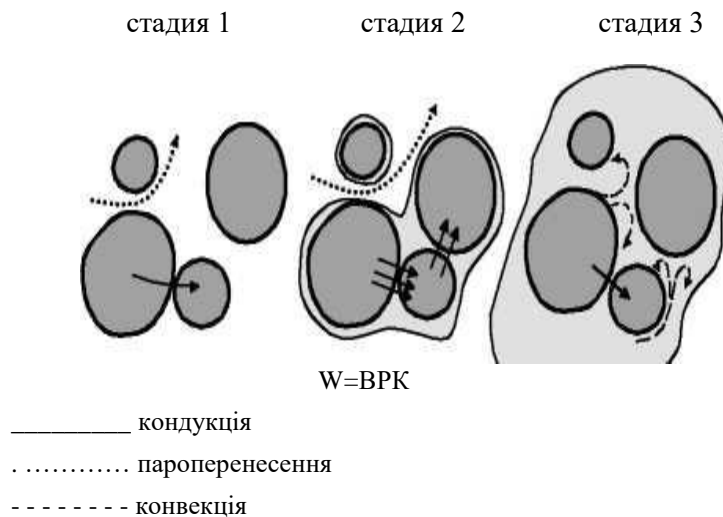


Рисунок 5.7 – Схема теплоперенесення при різній вологості ґрунту (за Шейніним Е.В., 2005)

Збільшується кількість контактів, хоча вільний поровий простір ще значний, і водні «пробки», заповнені водою капіляри, не перешкоджають термопароперенесенню (стадія 2). На рис. 5.7 наведено два основних механізми пароперенесення. Теплопровідність досягає максимальних значень. Це відбувається в момент досягнення ґрунтом вологості, близької до ВРК. При подальшому збільшенні вологості теплопровідність зростатиме вже слабкіше, в основному за рахунок механізму конвекції, вільної циркуляції рідини (стадія 3, рис. 5.7).

Тому і залежність коефіцієнта теплопровідності від вологості носить характер, близький до експонентного, коли після значень вологості, близьких до ВРК, крива розміщується, наближаючись до максимальних значень.

Потік тепла у ґрунт B_z через одиницю поперечного перерізу його в одиницю часу описується відомим рівнянням

$$B_z = -\lambda \frac{\partial T_z}{\partial z}, \quad (5.13)$$

де λ – коефіцієнт теплопровідності, Вт/(м·К);

T_z – температура ґрунту, °С;

z – вертикальна координата, спрямована вниз.

Оскільки перенесення тепла під впливом температурного градієнта пов'язано не тільки з теплопровідністю, але, як зазначено вище, й з іншими механізмами, величину λ також називають *коефіцієнтом ефективної теплопровідності*,

Рівняння (5.13) можна використовувати для розрахунків у тих випадках, коли відомий розподіл температури ґрунту по глибині. Якщо ж температурне поле невідоме, то необхідне залучення додаткових залежностей. Для такої залежності використовується рівняння, яке виражає умови балансу тепла в нескінченно малому об'ємі ґрунту, так назване *рівняння нерозривності*

$$\rho_z c_z \frac{\partial T_z}{\partial t} = -\frac{\partial B_z}{\partial z}, \quad (5.14)$$

де ρ_z – щільність ґрунту, кг/м³;

c_z – питома теплоємність ґрунту, кДж/(кг·К).

Ліва частина рівняння (5.14) виражає зміну тепловмісту ґрунту в часі, а права – збільшення потоку тепла на глибині.

Підставляємо дані (5.13) у рівняння (5.14) та отримаємо відоме *рівняння теплопровідності ґрунту*

$$\rho_z c_z \frac{\partial T_z}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T_z}{\partial z} \right). \quad (5.15)$$

Добуток $\rho_z c_z$ представляє собою *об'ємну теплоємність ґрунту* c^* кДж/(м³·К). При сталих на глибинах значеннях λ , ρ_z і c_z рівняння (5.15) зручніше записувати у вигляді

$$k_T \frac{\partial^2 T_z}{\partial z^2} = \frac{\partial T_z}{\partial t}. \quad (5.16)$$

Тут k_T – *коефіцієнт температуропровідності ґрунту*; $k_T = \lambda / c^*$, м²/с.

Величина зазначених вище теплофізичних характеристик залежать від властивостей і стану ґрунту – вологості, щільності і механічного складу, які змінюються по глибині (табл. 5.5).

Таблиця 5.5 – Теплофізичні характеристики основних компонентів ґрунтів (де Фріз, 1968)

Компонент	Питома теплоємність, кДж/(кг·К)	Щільність, кг/м ³	Об'ємна теплоємність, кДж/(м ³ ·К)	Теплопровідність, Вт/(м·К)	Температуропровідність, м ² /с
Кварц	0,74	2,65·10 ³	2,0·10 ³	8,8	4,4·10 ³
Більшість ґрунтових мінералів	0,80	2,65·10 ³	2,1·10 ³	2,9	1,4·10 ³
Органічні речовини ґрунту	2,50	1,1·10 ³	2,7·10 ³	0,25	0,08·10 ³
Вода	4,20	1,0·10 ³	4,2·10 ³	0,6	0,16·10 ³
Повітря, 20°С	1	1,2	1,2	0,025	21·10 ³

Теплопровідність ґрунтових мінералів складає 2,9 Вт/(м·К), органічної речовини ґрунту – 0,25 Вт/(м·К), ґрунтового повітря – 0,025 Вт/(м·К), води – 0,6 Вт/(м·К). Вологі ґрунти мають більшу теплопровідність, ніж сухі.

В міру зволоження ґрунту, тобто заміщення повітря водою, теплопровідність ґрунту λ збільшується, однак не пропорційно вологості. При збільшенні вологості ґрунту від 2 до 8 % теплопровідність різко підвищується (рис. 5.8 а), при наступному ж збільшенні вологості ґрунту ріст теплопровідності сповільнюється.

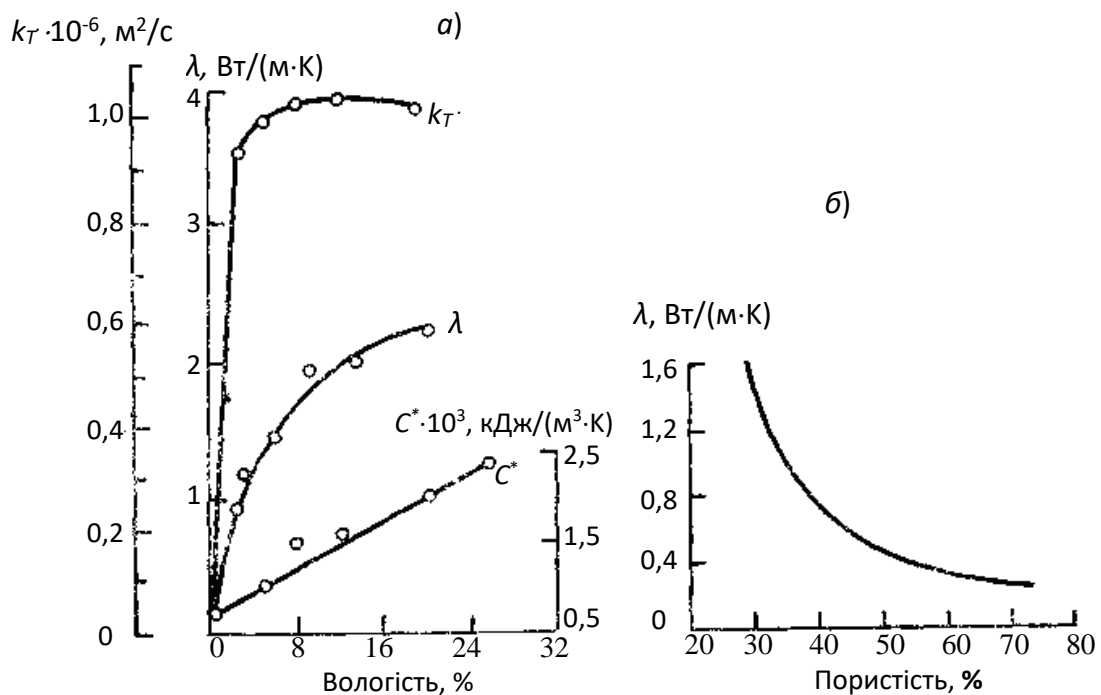


Рисунок 5.8 – Залежність теплофізичних характеристик від вологості (а) і пористості (б) ґрунту (за А.Ф. Чудновським, В.З. Богомолвим).

Це пояснюється тим, що при малій вологості розходження між теплопровідністю води і ґрунтових частинок великі; при значному зволоженні ґрунту теплопровідність його поступово наближається до теплопровідності води. Зі збільшенням пористості теплопровідність ґрунту зменшується (рис. 5.8 б).

Об'ємна теплоємність ґрунту (для органічної речовини вона дорівнює $2,7 \cdot 10^3$ кДж/(м³·К) залежить від його вологості, вмісту в ньому повітря і від пористості. Так як теплоємність води ($4,2 \cdot 10^3$ кДж/(м³·К) у 2 рази більше теплоємності твердих мінеральних частин ґрунту ($2,1 \cdot 10^3$ кДж/(м³·К), то об'ємна теплоємність ґрунту c^* збільшується з підвищенням його вологості (рис. 5.8 а), причому, чим більша пористість, тим більше ця різниця. Збільшення вмісту повітря у ґрунті зменшує його теплоємність.

Коефіцієнт температуропровідності залежить від вологості ґрунту і вмісту в ньому повітря. Температуропровідність повітря значно більше, ніж води (для порівняння $21 \cdot 10^{-3}$ м²/с і $0,16 \cdot 10^{-3}$ м²/с). При малих значеннях вологості ґрунту коефіцієнт температуропровідності k_T росте (рис. 5.8 а), потім при збільшенні вологості ріст сповільнюється. Це пов'язано з тим, що зміна температуропровідності є результатом спільної зміни теплопровідності та теплоємності.

Об'ємна теплоємність зростає одночасно зі збільшенням вологості. Теплопровідність при малій вологості росте; при сильному зволоженні її ріст сповільнюється. Внаслідок цього на перших етапах зволоження ріст теплопровідності ґрунту відбувається більш інтенсивно, чим ріст теплоємності, а температуропровідність зростає. При подальшому збільшенні вологості ґрунту ріст теплопровідності відносно сповільнюється, в результаті чого температуропровідність його зменшується (табл. 5.6).

На основі експериментальних даних для більшості типів ґрунтів А.Ф. Чудновським і Д.А. Куртєнером встановлені емпіричні залежності для розрахунку теплофізичних характеристик:

$$\lambda = k_T c^* ; \quad (5.17)$$

$$k_T = \left[m_1 (W - m_4)^2 + 10^{-3} m_2 \rho_{\bar{a}} + m_3 \right] \cdot 10^{-7} ; \quad (5.18)$$

$$c^* = (c_{\bar{a}} + c_{\hat{a}} 0,01W) \rho_{\bar{a}} , \quad (5.19)$$

де W – вологість ґрунту, %;

c_2 – питома теплоємність абсолютно сухого ґрунту, кДж/(кг·К); c_6 – теплоємність води, яка дорівнює 4,19 кДж/(кг·К).

Чисельні значення питомої теплоємності сухого ґрунту наведено в табл. 5.7.

Таблиця 5.6 – Об'ємна теплоємність c^* , коефіцієнт теплопровідності λ і коефіцієнт температуропровідності k_T генетичних шарів лучного чорнозему при різному ступені зволоження (А.Д. Воронін, 1968)

Тепло-фізична характеристика	Абсолютно сухий ґрунт	Максимальна на гігроскопіч на вологість	Вологість стійкого в'янення	Вологість розриву капілярного зв'язку	Найменша вологомісткість	Повна вологомісткість
Горизонт А _{орн.}						
$c^* \cdot 10^6$	0,904	1,210	1,343	1,741	2,083	3,420
λ	0,352	0,585	0,714	1,259	1,294	1,306
$K_T \cdot 10^{-6}$	0,390	0,484	0,532	0,723	0,621	0,382
Горизонт В						
$c^* \cdot 10^6$	1,300	1,552	1,627	1,983	2,252	4,281
λ	0,473	0,282	0,664	1,055	1,331	1,336
$K_T \cdot 10^{-6}$	0,364	0,375	0,408	0,532	0,591	0,312
Горизонт С						
$c^* \cdot 10^6$	1,582	1,834	1,928	2,326	2,655	4,810
λ	0,500	0,708	0,812	1,233	1,423	1,438
$K_T \cdot 10^{-6}$	0,316	0,386	0,421	0,530	0,536	0,299

Таблиця 5.7 – Значення питомої теплоємності абсолютно сухого ґрунту при позитивній температурі (Д.А. Куртнер, А.Ф. Чудновський, 1979)

Ґрунт	Питома теплоємність, кДж/(кг·К)	Ґрунт	Питома теплоємність, кДж/(кг·К)
Звичайний чорнозем	1,05	Суглинок	0,96
Супісок	0,84	Торф	2,18
Пісок	0,75	Каштановий	0,84

Одиниці вимірювання теплофізичних характеристик, визначених за формулами (5.18) і (5.19): $t - \text{м}^2/\text{с}$, $\lambda - \text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$, $c^* - \text{кДж}/(\text{м}^3\cdot\text{К})$. Коефіцієнти m_i ($i = 1, \dots, 4$) залежать від типу ґрунтів. Для різних типів ґрунтів їхні значення наведені в табл. 5.8

Теплові потоки у ґрунті змінюються під впливом рослин. Дані розрахунку добового ходу теплового потоку в ґрунт (табл. 5.9) показують, що теплообмінні процеси на ділянці із сільськогосподарською культурою протікають менш інтенсивно, чим на оголеній ділянці. При цьому одним з головних факторів є густота посадки рослин, яка визначає ступінь розвитку рослинного покриву. Добова амплітуда скорочується, весь тепловий режим на ґрунті з рослинами стає більш згладженим, хоча всі особливості добового

ходу зберігаються такими ж, як і на оголеному ґрунті: максимум у денні години, перехід через нуль двічі на добу – зранку і ввечері.

Таблиця 5.8 – Емпіричні коефіцієнти у формулі (3.15) для різних типів ґрунтів (О.А. Іконніков)

Тип ґрунту	M_1	m_2	m_3	m_4
Звичайний чорнозем	-0,013	3,1	1,21	20
Темно-каштановий	-0,017	2,2	1,90	18
Сірозем	-0,0062	2,7	-0,20	18
Південний чорнозем	-0,0104	2,4	0,68	20
Дерново-глейовий, підзолистий	-0,020	3,1	1,40	20

Таблиця 5.9 – Добовий хід потоку тепла у ґрунт, Вт/м² (І.С. Гаприндашвілі, 1970)

Тип ділянки	Години						
	7	9	11	13	15	17	19
Оголена	0	55,76	97,58	111,52	111,52	83,64	13,94
З рослинами, Виноград	-6,27	28,58	64,82	75,97	45,31	-4,88	-3,97
Тип ділянки	Години						
	21	23	1	3	5	7	
Оголена	-27,88	-27,88	-27,88	-27,88	-27,88	0	
З рослинами, виноград	-24,40	-29,97	-29,97	-29,97	24,40	-6,27	

Дані про кількість тепла, яке одержує (+) або віддає (-) ґрунт через його поверхню за різних метеорологічних умов наведені в табл. 5.10.

Зниження температури повітря та зростання швидкості вітру призводить до зниження потоку тепла в ґрунт, а при високій щільності РП змінює напрямок потоку тепла на протилежний.

5.6 Температурне поле у ґрунті

Основними факторами у формуванні термічного режиму ґрунту і приземного шару повітря при наявності РП є радіаційний режим РП, стан РП, теплофізичні характеристики ґрунту й повітря. Температура ґрунту має добуву і річну періодичність.

Добовий хід температури поверхні ґрунту характеризується одним максимумом (близько 13 год.) і одним мінімумом (перед сходом Сонця).

Вдень найбільш нагріта поверхня ґрунту, із глибиною нагрівання його зменшується.

Таблиця 5.10 – Залежність потоку тепла у ґрунт, Дж/(доба·см²) під травостоєм висотою 100 см від його щільності й середніх добових метеорологічних характеристик повітря (А.П. Бойко, 1993)

№ п/п	Відносна вологість повітря, %	Середньо-добова температура повітря над РП, °С	Середньо-добова швидкість вітру, м/с	Питома щільність РП, см ² /см ³		
				0,01	0,05	0,1
1	30	20	3,5	7,07	2,46	0,91
2	50	15	3,5	6,69	1,74	0,1
3	50	15	5,5	6,59	1,62	-0,1
4	50	15	7,5	6,54	4,19	-1,43
5	50	20	3,5	8,29	3,46	0,1
6	50	20	5,5		3,37	
7	50	20	7,5		3,30	
8	50	25	3,5	9,98	5,25	3,82
9	50	25	5,5	9,98	5,14	3,68
10	50	25	7,5	9,84	5,06	3,63
11	70	20	3,5	9,36	4,42	2,94
12	90	20	3,5	12,35	5,33	5,42

Примітка. Знак «мінус» (-) означає напрям потоку тепла з ґрунту.

Вночі, навпаки, поверхня ґрунту найбільш холодна, із глибиною охолодження зменшується. В результаті найбільша добова амплітуда температури ґрунту спостерігається на його поверхні, із глибиною ж вона зменшується.

Розглянемо добові коливання температури ґрунту. Припустимо, на всіх глибинах температура коливається навколо середньої величини, як чисто гармонійна функція часу. Період добових коливань складає 24 годин або 86400 с.

Припустимо, що середня температура ґрунту \bar{T}_a за цей період однакова для всіх глибин. Початок відліку виберемо так, щоб на момент $t = 0$ температура поверхні ґрунту була рівна середній. У цьому випадку температуру поверхні ґрунту $T(0, t)$ можна записати у вигляді

$$T(0, t) = \bar{T}_e + A_{T_0} \sin \omega t, \quad (5.20)$$

де A_{T_0} – амплітуда на поверхні; ω – кутова частота, рівна частоті коливань температури, помноженої на 2π .

Таким чином, для добових коливань $\omega = 2\pi/86400 = 7,27 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$.

Рівняння (5.20) є гранична умова для $z = 0$. Далі припустимо, що на нескінченній глибині ($z = \infty$) температура постійна і дорівнює \bar{T}_a . Завдяки прийнятому нами допущенню про те, що температура поверхні ґрунту є

періодична функція часу для будь-яких t , початкову умову вводити не потрібно. За цих умов температура на довільній глибині z також є синусоїдальною функцією часу t

$$T_z(z, t) = \bar{T}_z + A_{T_z} \sin[\omega t + \varphi(z)] , \quad (5.21)$$

де A_{T_z} і $\varphi(z)$ – величина фазового зсуву піка температурної хвилі функції z , але не t .

Їх можна визначити підставивши рішення (5.21) у диференціальне рівняння (5.16) і прирівняти коефіцієнти при $\sin \omega t$ і $\cos \omega t$.

В результаті отримуємо рішення

$$T_a(z, t) = \bar{T}_a + A_{T_0} \exp(-z/D) \sin(\omega t - z/D). \quad (5.22)$$

Постійна D називається глибиною загасання. Вона пов'язана з теплофізичними властивостями ґрунту і частотою коливань таким співвідношенням

$$D = (2\lambda / c^* \omega)^{1/2} = (2k_T / \omega)^{1/2} , \quad (5.23)$$

з якого видно, що $T_z(z, t)$ задовольняє граничним умовам при $z = 0$ і $z = \infty$.

Порівняння рівнянь (5.20) і (5.22) показує, що на глибині z амплітуда A_{T_z} в $\exp(-z/D)$ раз менше A_{T_0} і спостерігається зсув по фазі $(-z/D)$. Зменшення амплітуди з глибиною і зростаюче запізнювання по фазі характерно для поширення періодичних коливань у ґрунті. Ці явища спостерігаються і в тих випадках, коли λ і c^* мінються з глибиною, хоча, звичайно, у цих випадках амплітуда і зсув по фазі будуть трохи іншими.

Фізичне пояснення загасання і запізнювання температурних коливань з глибиною полягає в акумуляції або витраті деякої кількості тепла шаром, коли температура цього шару зростає або зменшується. Глибина загасання залежить від періоду температурних коливань. Вона в 19 разів більше для річних коливань у даному ґрунті, чим для добових.

На глибині $z = D$ амплітуда дорівнює $1/l=0,37$ амплітуди на поверхні; на глибині $z = 3D$ вона складає вже $0,05 A_{T_0}$. У розповсюджених типах ґрунтів добові коливання температури проникають на глибину 50 см, а річні – не глибше 10 см. Це важливе узагальнення впливає з рівняння (5.23) і даних про теплофізичні властивості ґрунтів, наведених у табл. 5.11. Ці дані наочно ілюструють вплив складу твердої фази і вологості на теплові властивості ґрунтів.

Глинисті ґрунти у весняний період холодні, а піщані теплі, восени ж глинисті ґрунти тепліше піщаних. Різниця температур піщаного і

глинистого ґрунтів досягає 1–1,5 °С. Значні розходження спостерігаються також між мінеральним і торф'яним ґрунтами. Торф'яний ґрунт навесні холодніше мінерального на 2,5 – 4,0 °С.

Параметри РП визначають ступінь затінення ґрунту, інтенсивність транспірації і турбулентного теплообміну в приземному шарі, в остаточному підсумку термічний режим ґрунту і міжлистяного простору.

Таблиця 5.11 – Осередненні теплофізичні властивості ґрунтів і снігу (за даними В.Р. Ван Війка, 1968)

Тип ґрунту	Об'ємна вологість	Теплопровідність, Вт/(м·°С)	Об'ємна теплоємність, кДж/(м ³ ·°С)	Глибина загасання <i>D</i> , См
Пісок	0,0	0,81	1,26·10 ³	8,0
	0,2	4,87	2,10·10 ³	15,2
	0,4	6,09	2,93·10 ³	14,3
Глина	0,0	0,70	1,26·10 ³	7,4
	0,2	3,25	2,10·10 ³	12,4
	0,4	4,41	2,93·10 ³	12,4
Торф	0,0	0,16	1,47·10 ³	3,3
	0,4	0,81	3,14·10 ³	5,1
	0,8	1,39	4,82·10 ³	5,4
Сніг	–	0,17	0,21·10 ³	9,1

Вдень рослинний покрив зменшує кількість теплоти, що надходить у ґрунт, завдяки меншому проникненню сонячних променів до поверхні ґрунту. Температура ґрунту, яка покрита рослинністю, нижче, ніж температура оголеного ґрунту.

Температура ґрунту має характерну добову і сезонну варіабельність. Протягом кожної доби температура поверхні ґрунту досягає мінімуму приблизно на момент сходу Сонця. При відсутності роси і сухій поверхні ґрунту температура її верхніх шарів починає збільшуватися відразу ж після сходу Сонця і досягає максимуму приблизно о 14 год., після чого знову зменшується. При високій вологості ґрунту і при наявності роси підвищення температури у ранкові години сповільнюється, тому що значна частина прихідної сонячної енергії витрачається на випаровування.

Максимальне значення температури поверхні ґрунту залежить як від її вологості, так і від щільності травостою. Досить густий рослинний покрив (при листовому індексі 4–5) екранує ґрунт від прихідної радіації, а посів витрачає велику частину прихідної радіації на транспірацію. Тим самим ґрунт охороняється від перегріву, що сприятливо позначається на життєдіяльності ґрунтової біоти. Приклад добового ходу температури ґрунту на його поверхні і на глибинах 10 і 20 см наведено на рис. 5.9.

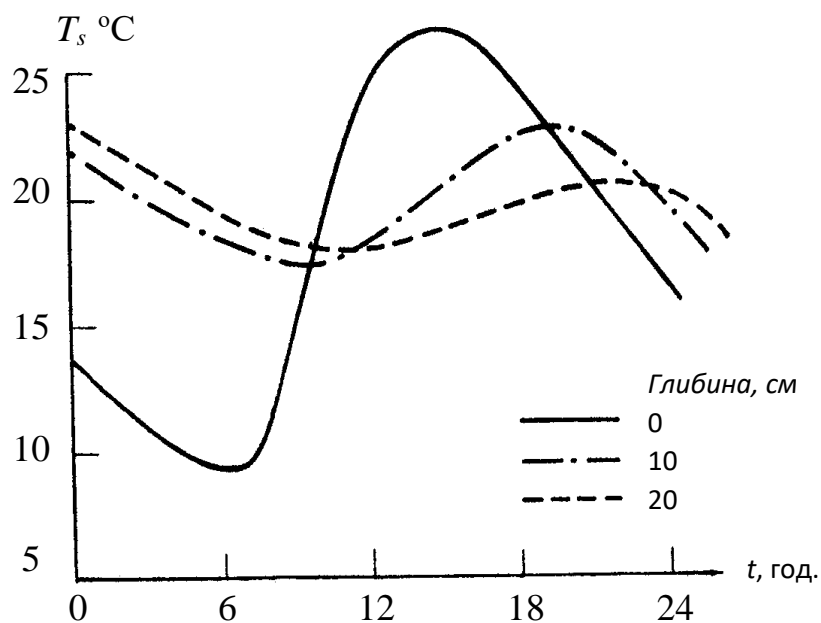


Рисунок 5.9 – Добовий хід температури ґрунту.

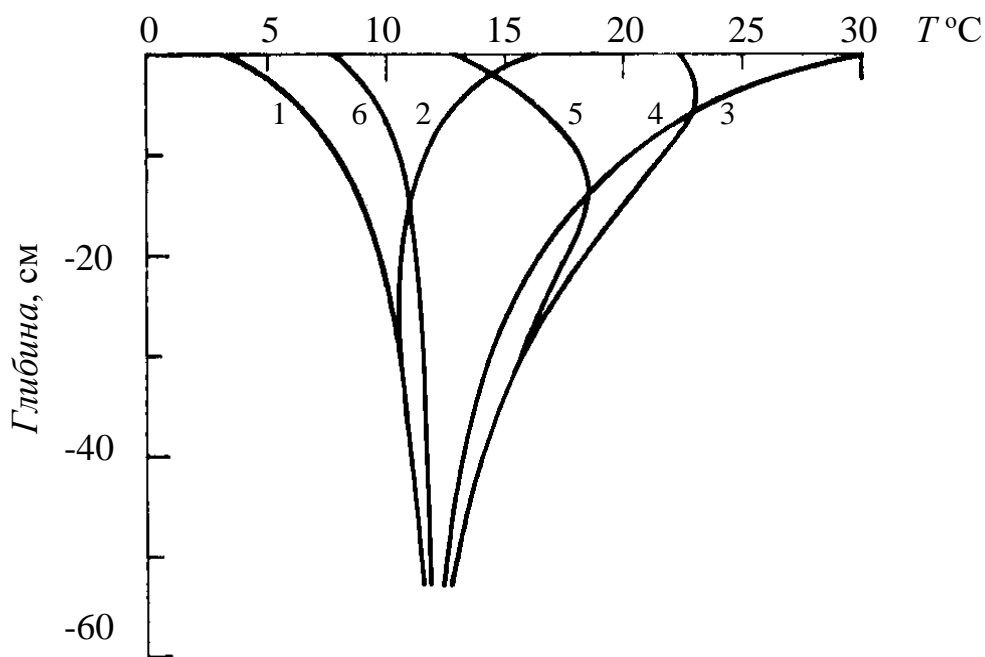


Рисунок 5.10 – Добовий хід вертикального профілю температури ґрунту (за Р.О. Полукетовим, 1991).

1 – 6 год.; 2 – 10 год.; 3 – 14 год.; 4 – 18 год.; 5 – 22 год.; 6 – 2 год.

Завдяки тому, що коливання температури у добовому ході запізнюються при збільшенні глибини, існують моменти часу, коли

максимум профілю температури знаходиться у ґрунті на деякій глибині. верхні шари ґрунті починають прохолоджуватися, в той час як температура більш глибоких шарів продовжує підвищуватись. Профілі температури в літній день на 2, 6, 10, 14, 18 і 22 год, наведені на рис. 5.10. З даних рис. 5.10 видно, що вже на глибині 40–50 см амплітуда коливань температури не перевищує 2–3 °С. Температура ґрунту на глибині 100–150 см не змінюється протягом доби, але має явно виражений сезонний хід.

В середніх широтах Північної Півкулі мінімум температури на цій глибині настає приблизно наприкінці березня, а максимум – у третій декаді серпня кожного року. З точністю до ± 1 °С можна прийняти, що на цій глибині температура протягом усього сезону вегетації має стандартний хід, який відповідає середнім багаторічним (кліматичним) даним. Характерні профілі температури для травня – серпня зображені на рис. 5.11.

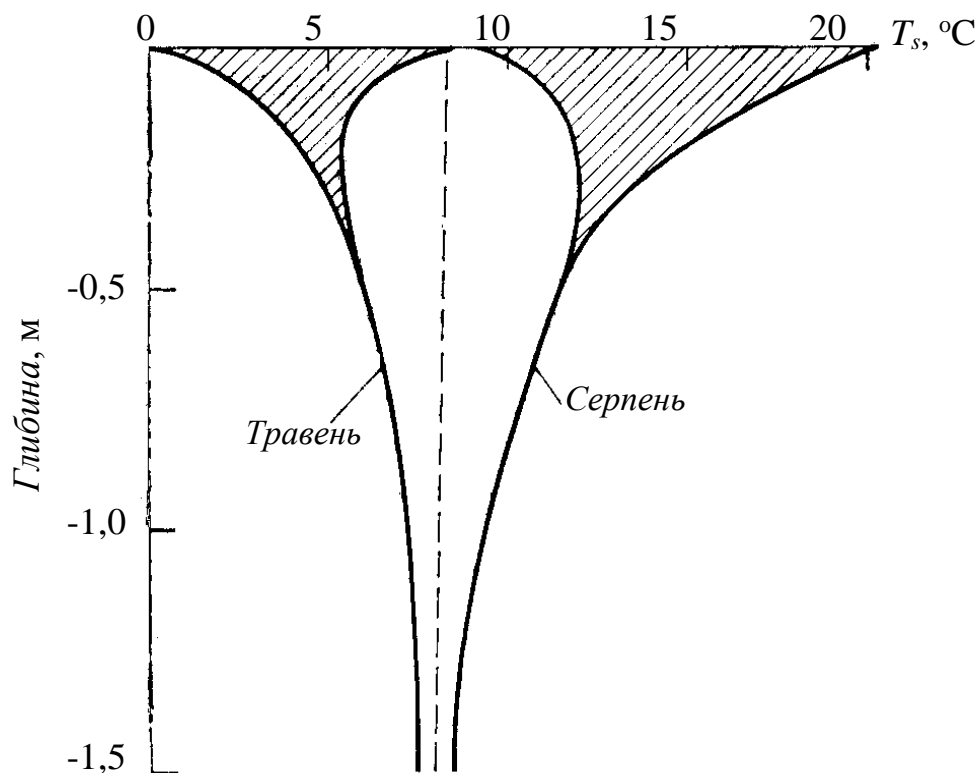


Рисунок 5.11 – Профілі температури ґрунту в різні періоди сезону вегетації (за Р.О. Полуектовим, 1991).

На рис. 5.12 зображено добовий хід температури ґрунту під травостоєм з $L_0 = 5$ ($H = 100$ см і $s = 0,5$ см²/см³) для двох рівнів вологості повітря $v = 50\%$ і $v = 90\%$ на глибинах 5, 10, 15 см і на поверхні ґрунту. Чітко просліджується падіння амплітуди з глибиною і зсув по фазі – пізніше настання максимуму температури по мірі просування в глибину ґрунту. Обидва ці факти добре відомі із досліджень.

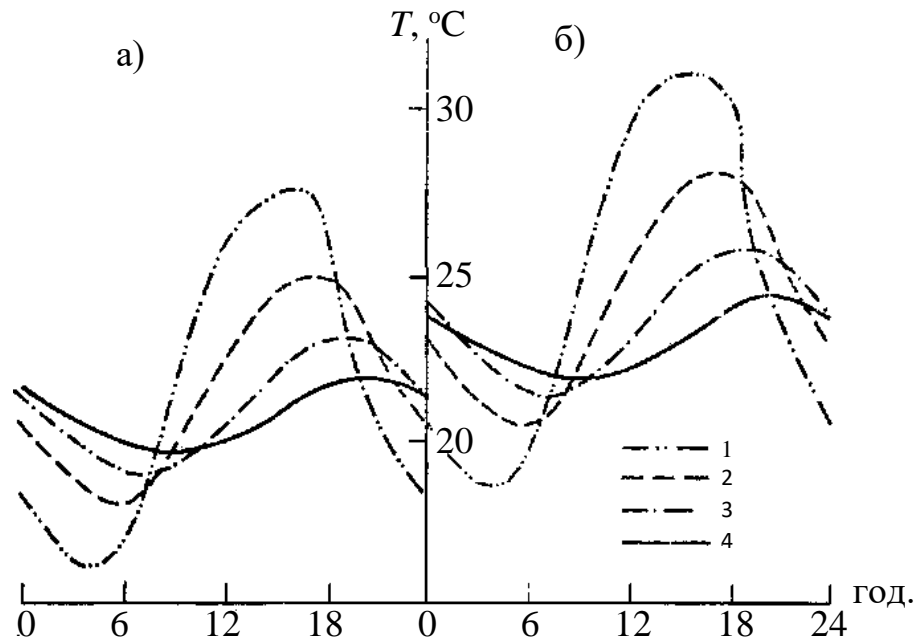


Рисунок 5.12 – Добовий хід температури мінерального ґрунту під травостоєм висотою 100 см, $s = 0,05 \text{ см}^2/\text{см}^3$ при $\nu = 50 \%$ (а) і 90% (б): на поверхні ґрунту (1) і на глибинах: 5 см (2); 10 см (3) і 15 см (4).
 $T_p = 20 \text{ }^\circ\text{C}$; $\bar{u}_p = 3,5 \text{ м/с}$ (А.П. Бойко, 1993).

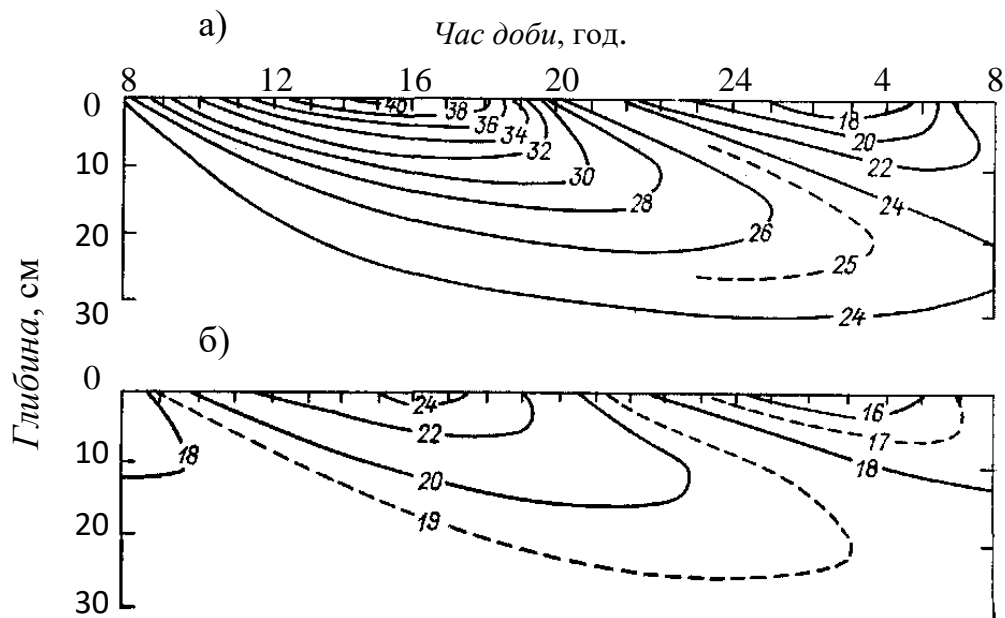


Рисунок 5.13 – Динаміка температури мінерального ґрунту під травостоєм висотою 100 см при $s = 0,01 \text{ см}^2/\text{см}^3$ (а) і $s = 0,1 \text{ см}^2/\text{см}^3$ (б).
 $T_p = 20 \text{ }^\circ\text{C}$, $\bar{u}_p = 3,5 \text{ м/с}$, $\nu = 50 \%$ (А.П. Бойко, 1993).

На рис. 5.13 наведені ізоплети добового ходу температури ґрунту під травостоєм з $L_0=1$ і $L_0=10$, а на рис 5.14 – під баклажанами після поливу.

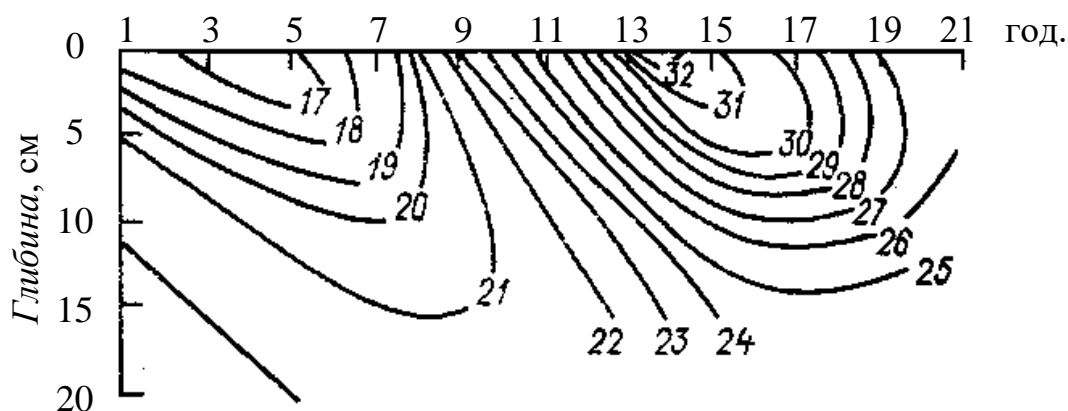


Рисунок 5.14 – Ізоплети добового ходу температури ґрунту після поливу. Баклажанне поле, Тирасполь, 26 липня 1963 р. (А.П. Бойко, 1993).

Незважаючи на відмінності в деталях рис. 5.12 і 5.13 мають і багато спільного: нічні мінімуми і денні максимуми, напрямок угловин і гребенів (через зсув максимумів з глибиною), досить великі градієнти та їхній ріст при наближенні знизу до поверхні ґрунту.

З даних рис. 5.12 видно, що температурна хвиля з глибиною загасає: коливання температури на глибині 0 см набагато сильніше, ніж на глибині 10 см, а на глибині 10 см сильніше, ніж на глибині 150 см; найменші коливання відзначені на глибині 15. Рис. 5.12 також показує інерційність настання максимальної температури на глибині ґрунту.

Ці рисунки і табличні дані свідчать про те, що ґрунтові термічні процеси в добовому ході зосереджені у верхньому 20–30 см шарі. У більш нижніх шарах зміни невеликі, у добовому ході незначні. Їхній ефект відчувається лише згодом за літнього прогрівання ґрунту.

Взимку на температуру ґрунту впливають два основних фактори – температура повітря і сніжний покрив. Поверхня сніжного покриву має велику відбивну і випромінювальну здатність. Радіаційний баланс поверхні снігу негативний.

Термоізоляційні властивості сніжного покриву пов'язані з його щільністю, потужністю і відбивною здатністю і пояснюються його малою теплопровідністю. Температура поверхні сніжного покриву звичайно нижче температури приземного шару повітря, а також температури поверхні оголеного ґрунту. Температура ґрунту під снігом завжди вище температури ґрунту, непокритого снігом.

В.Н. Дімо (1968) розроблена систематика теплових режимів ґрунтів:

Класи	Типи
1. Промерзаючі	Мерзлотні Довго-сезонно-промерзаючі Сезонно-промерзаючі
2. Непромерзаючі	Непромерзаючі, які охолоджуються Непромерзаючі теплі Непромерзаючі жаркі

Мерзлотні ґрунти типові для територій з багаторічною мерзлотою. Середньорічна температура ґрунтів мінусова, панує процес охолодження. Температура самого теплого місяця на глибині 0,2 м не вища 20 °С. Сезонне замерзання і відтавання спостерігається до верхньої межі багаторічного мерзлого ґрунту. Цей тип теплового режиму виражений в ряді провінцій Євразійської полярної та Східно-Сибірської мерзлотно-тайгових областей.

Довго-сезонно-промерзаючі ґрунти – переважає плюсова середньорічна температура ґрунту, термін промерзання не менше 5 місяців. Температура найтеплішого місяця на глибині 0,2 м від 10 до 25 °С. Глибина промерзання більше 1 м але сезонне промерзання не зникається з багаторічною мерзлотою.

Сезонно-промерзаючі ґрунти мають плюсову середньорічну температуру. Тривалість промерзання не більше 2 місяців. Підстиляючі породи не мерзлі. Температура самого теплого місяця на глибині 0,2 м досягає 20–30 °С.

Непромерзаючі ґрунти мають плюсову середньорічну температуру всього профілю, включаючи температуру самого холодного місяця. Промерзання немає. Цей тип температурного режиму спостерігається в місцевостях теплої Європейської фації помірного поясу і в областях субтропічних і тропічних поясів.

Непромерзаючі, що охолоджуються, ґрунти мають плюсові температури самого холодного місяця на глибині 0,2 м, але не вище 5 °С; температура найтеплішого місяця на цій глибині до 35 °С.

Непромерзаючі теплі ґрунти мають на глибині 0,2 м у найхолодніший місяць від 5 до 20 °С.

Непромерзаючі жаркі ґрунти мають температуру на глибині 0,2 м на протязі всього року вище 20 °С.

Контрольні питання

1. Назвіть основні складові теплового балансу ґрунту.
2. Запишіть рівняння теплового балансу рослинного покриву.

3. Визначте загальні властивості енергетичного балансу для трьох типів природного середовища.
4. Опишіть добовий хід складових енергетичного балансу.
5. Як змінюються витрати тепла на випаровування при зрошенні?
6. Що таке відношення Боуена?
7. Як змінюється відношення Боуена при зволоженні ґрунту?
8. За якими механізмами здійснюється теплообмін у ґрунті?
9. Що таке кондукція тепла у ґрунті?
10. Що таке конвекція тепла у ґрунті?
11. Запишіть рівняння потоку тепла в ґрунт.
12. Поясніть, що входить в рівняння нерозривності потоку тепла.
13. Як залежить теплопровідність ґрунту від його вологості?
14. Як залежить потік тепла в ґрунт від рослинності?
15. Опишіть добовий хід температури поверхні ґрунту.
16. Як змінюється температура ґрунту з глибиною ґрунту?
17. Які ґрунти тепліші у весняний період?
18. Від чого залежить максимальне значення температури поверхні ґрунту?
19. Які фактори впливають на температуру ґрунту взимку?
20. Назвіть класи теплових режимів ґрунтів.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Бойко А.П. Исследование гидрометеорологического режима среды обитания растений численными методами. С.-Пб.: Гидрометеоиздат, 1993. 215 с.
2. Вериго С.А., Разумова Л.А. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1963. 288 с.
3. Воронин А.Д. Основы физики почв. Москва: Изд-во МГУ, 1986. 244 с.
4. Гаськевич В.Г., Папіш І.Я., Телегуз О.Г. Фізика ґрунтів. Лабораторний практикум: навчальний посібник. Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2021. 170 с.
5. Качинский Н.А. Физика почвы. Москва: Высшая школа, 1965. Ч.1. 323 с.
6. Качинский Н.А. Физика почвы. Москва: Высшая школа, 1970. Ч.2. 360 с.
7. Куртнер Д.А., Чудновский А.Ф. Климатические факторы и тепловой режим в открытом и защищенном грунте. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1982. 230 с.
8. Медведєв В.В., Булигін С.Ю., Вітвіцький С.В. Фізика ґрунту. Навчальний посібник. Київ: Вид-во, 2018. 289 с.
9. Медведев В.В. Мониторинг почв Украины. Концепция, предварительные результаты, задачи. Харьков: ПФ Антиква, 2002. 428 с.
10. Мичурин Б. Н. Энергетика почвенной влаги. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1975. 139 с.
11. Польовий А.М. Сільськогосподарська метеорологія: підручник. Одеса: «ТЕС». 2012. 630 с.
12. Польовий А.М. Моделювання гідрометеорологічного режиму та продуктивності агроєкосистем: підручник. Одеса: «Екологія», 2013. 432 с.
13. Польовий А.М., Гуцал А.І., Дронова О.О. Ґрунтознавство: підручник. Одеса: «Екологія», 2013. 668 с.
14. Раунер Ю.Л. Тепловой баланс растительного покрова. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1972. 209 с.
15. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1965. Т. 1. 663 с.
16. Судницын И.И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений. Москва: Изд-во МГУ, 1979. 252 с.
17. Физика почвенных вод. Москва: Наука, 1981. 208 с.
18. Хэнке Р.Дж., Ашкрофт Дж.Л. Прикладная физика почв. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1985. 150 с.
19. Шеин Е.В. Курс физики почв: учебник. Москва: Изд-во МГУ, 2005. 430 с.

ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК

А

агрогідрологічні властивості 58

аерація 14

агрегати ґрунту 22

альbedo 88

Б

баланс 67, 89

В

вільне ґрунтове повітря 74

вологопровідність 45

водостійкість 22, 23

вологість стійкого в'янення 55, 58

вологість розриву капілярів 58

вологомісткість 9, 61

випаровування 18, 71

водний режим 71, 72

вміст CO₂ у ґрунті 81

Г

гранулометричний 3, 8

гравій 9

газоподібна фаза 13

гідратація іонів 37

гравітаційна вода 41, 59,

гравітаційний потенціал 41

градієнт потенціалу 52, 53 5, 74, 78, 81,83

Ґ

ґрунт 3, 26, 37, 74, 82, 86,116

Д

дихання коріння 80

дисперсність 13, 18

дифузійне перенесення газів 76

Е

енергомасообмін 3, 4

евапотранспірація 90, 93

Ж

жива фаза 13

З

защемлене ґрунтове повітря 74

запаси вологи 17, 63, 66, 98

зв'язність ґрунту 33, 35

зв'язана вода 38, 39, 59

закон збереження маси 55

І

інфільтрація 7

К

каміння 9

колоїдна частина 10

класифікація 11, 12, 20, 21, 24

капілярна вода 39, 59, 62, 72

коефіцієнт фільтрації 45

капілярна вологомісткість 58, 61

коефіцієнт теплопровідності 102, 105

Л

липкість-10, 31, 32, 35

М

максимальна гігроскопічність 31, 47, 59, 60, 73

мул 9, 33

міжфазні поверхні 4, 18

Н

Набрякання 15, 31, 32, 33

насичений вологою ґрунт 50

ненасичений вологою ґрунт 52

недоступна волога 58, 59

найменша вологомісткість 58, 62, 65,105

О

об'ємна маса 27

осмотичний потенціал 43

П

піщана фракція 9

природне тіло 8

пил 9, 10, 11, 12, 19, 20,21, 30, 66

питома поверхня 13, 18, 59

пористість 14, 15, 24, 26, 28, 29, 30

пластичність 31, 32, 36

пароподібна волога 42

потенціал ґрунтової вологи 42, 43

повна вологомiсткiсть 58, 59, 61, 105
поглинанням вологи ґрунтом 69
повiтроємнiсть ґрунtiv 75, 84
повiтряний режим ґрунту 78
поровий простiр 22, 48

Р

радиацiйний баланс 87, 88, 90, 91,
93, 96, 113
речовина 8, 22, 23, 27, 28
рiдка фаза-13, 37
рiвнянням нерозривностi 55
розчинене повiтря 75
рiвняння теплового балансу 92

С

стиглiсть ґрунту 34
структура ґрунту 18, 19
сонячна радиацiя 90

Т

температура ґрунту 107
теплоперенесення 101
тепловий баланс 89, 90, 91, 92
температурний режим 86, 87
тверда фаза 8, 12, 16
твердiсть 31, 33, 34
тверда вода 41
тензiометричний потенцiал 43

У

усадка ґрунту 32

Ф

фiзика ґрунtiv 6
фiзичний пiсок 8, 11
фiзична глина 8

Щ

щiльнiсть ґрунту 26

Навчальне електронне видання

ПОЛЬОВИЙ Анатолій Миколайович

**ФІЗИКА ГЕОСФЕР ЗЕМЛІ: ГРУНТІВ, АТМОСФЕРИ,
ГІДРОСФЕРИ**

Частина I

ФІЗИКА ГРУНТІВ

Навчальний посібник

Видавець і виготовлювач

Одеський державний екологічний університет

вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016

тел./факс: (0482) 32-67-35

Е-mail: info@odeku.edu.ua

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи

ДК № 5242 від 08.11.2016