

Міністерство освіти і науки України  
Одеський державний екологічний університет

Методичні вказівки  
до самостійної роботи магістрів з дисципліни  
"Моделювання гідрометеорологічного режиму рослинного покриву"  
для магістрів IV курсу  
факультету аспірантської та магістерської підготовки  
з спеціальності – "Агromетеорологія"  
Напрямок – "Гідрометеорологія"

"Затверджено"  
на засіданні методичної комісії  
гідрометеорологічного інституту

Одеса – 2010

Міністерство освіти і науки України  
Одеський державний екологічний університет

Методичні вказівки  
до самостійної роботи магістрів  
з дисципліни  
"Моделювання гідрометеорологічного режиму рослинного покриву"

Одеса –2010

Методичні вказівки до самостійної роботи магістрів з дисципліни "Моделювання гідрометеорологічного режиму рослинного покриву" для магістрів IV курсу факультету аспірантської та магістерської підготовки із спеціальності "Агрометеорологія". //Укладач: д.г.н., професор Польовий А.М. Одеса, ОДЕКУ, 2010 р., с. 24, укр. мовою.

## ВСТУП

Поява нової комп'ютерної техніки – персональних комп'ютерів (ПК), створила надзвичайно сприятливі умови для широкого використання моделей. Можна припустити, що в найближчі роки моделі й побудовані на їхній основі інформаційно-дорадчі системи стануть доступні кожному фахівцю, який за родом своєї діяльності зустрічається з проблемою вибору одного з альтернативних рішень. Дійсно, досить адекватна модель дозволяє заздалегідь, тобто до практичної реалізації тієї або іншої дії фахівця, спрогнозувати її наслідки, які можуть проявитися в тих чи інших можливих у майбутньому ситуаціях. Таким чином, моделі стають невід'ємною складовою технології прийняття рішень при управлінні складними системами.

Рослинний покрив є фокусом агроекологічної системи, першоджерелом харчових ресурсів людства. Продуктивність рослин і саме їхнє існування обумовлені процесами енерго- та масобміну, які в ньому відбуваються, використанням променистої енергії Сонця у складному, багатоступінчастому і комплексному процесі перетворення CO<sub>2</sub> атмосфери, води і мінеральних речовин ґрунту в різноманітні органічні сполуки зелених рослин. Хоча зелена рослина і є центральною ланкою у цих процесах, усі вони відносяться до різних наукових дисциплін, які розвиваються відносно незалежно одна від одної.

Роль математичних моделей, які вивчають закономірності формування гідрометеорологічного режиму у фітоценозі та його вплив на продукційний процес рослин, інтегруюча. Побудова математичних моделей агроecosystem відкриває можливості поєднувати наші знання з фізіології й екології рослин, рослинництва, біофізики, ґрунтознавства, метеорології в єдине ціле, для того, щоб вивчати функціонування посіву як цілісної системи.

Метою методичних вказівок є методичне забезпечення самостійного вивчення магістрами окремих розділів дисципліни "Моделювання гідрометеорологічного режиму рослинного покриву". Основним завданням цього курсу є вивчення математичних моделей, які описують формування радіаційного та волого-температурного режимів у рослинному покриві.

На самостійну роботу вивчення виноситься така тема:

1. Моделювання тепло-вологоперенесення у ґрунті.

Після вивчення тем студенти повинні знати: основні принципи та підходи до кількісного опису моделювання гідрометеорологічного режиму рослинного покриву, поняття про основні рівняння, що покладені в основу розрахунку водно-теплового режиму рослинного покриву.

Вміти: виконувати розрахунки показників водно-теплового режиму рослинного покриву.

## Тема 1. МОДЕЛЮВАННЯ ТЕПЛО-ВОЛОГОПЕРЕНЕСЕННЯ У ГРУНТІ

Сукупність процесів, які протікають у ґрунті, (фізичних процесів тепло- і вологоперенесення у ґрунті, хімічних і біохімічних процесів) складає основну групу, динамічні властивості якої повинні ретельно відтворюватися при моделюванні. Маючи інерційні (буферні) властивості, ґрунт здатний запасати тепло, вологу й елементи живлення, що дозволяє рослинам «пережити» короточасні стресові впливи, довести процес дозрівання до кінця.

Саме той факт, що у ґрунтах відбуваються численні вертикальні міграції речовини, а також їх перетворення у кожному ґрунтовому шарі дозволило І. Ріхтерові розглядати ґрунт як реактор. Цей термін, мабуть, найбільш вдало визначає принцип модельної побудови, істотно спрощуючи реальну ситуацію, але спонукуючи розглядати сукупність процесів у ґрунті на динамічній балансовій основі.

### 1.1 Загальні принципи моделювання

Будемо розглядати при моделюванні лише вертикальні міграції всіх ґрунтових складових і, отже, лише вертикальне перенесення тепла і вологи. Зробимо деталізацію поняття компартментів, яке введене вище. Маючи дуже складну внутрішню структуру, ґрунт складається з мікро- і макроагрегатів, пронизаних численними порами. При моделюванні ця структура не розглядається. Розглядаємо ґрунт як деяке «суцільне тіло», або, точніше, як пористе середовище, властивості якого змінюються по глибині. Тому всі змінні, про які піде мова нижче – температура, вологість, вміст нітратів чи амонію – розглядаються як осереднені в деяких об'ємах величини, висота яких досить мала в порівнянні з загальною глибиною модельованого шару.

Цілком природно, що реальні вертикальні профілі температури і вологості у ґрунті безперервні. Моделювання динаміки таких неперервних залежностей на цифровій машині неможливо. Вони повинні розглядатися як такі, що мають дискретний характер.

Виділимо для цього по глибині ґрунту деяку кількість, так званих вузлів, і будемо вважати, що відтворення динаміки величин, які ми розглядаємо, з тією чи іншою точністю необхідно виконати саме у вузлах розрахункової схеми. Якщо при цьому у ґрунті виділено  $NS$  вузлів то замість неперервної функції  $T(x)$  або  $w(x)$  ми маємо набір величин-значень у вузлах температури:  $T_0^*, T_1^*, T_2^*, \dots, T_{NS}^*$

і вологості ґрунту:  $w_0^*, w_1^*, w_2^*, \dots, w_{NS}^*$ .

Той факт, що неперервна функція замінена її кінцевим набором, позначений зірочкою, яку надалі будемо опускати. При цьому межі ґрунт – повітря відповідає нульовий вузол, а вузол з номером  $NS$  розміщений на нижній межі розрахункового шару ґрунту. Усього, таким чином, отримано  $NS + 1$  значення функції, враховуючи її значення у нульовому й в останньому вузлах.

Проведемо тепер горизонтальні площини через середини відстаней між сусідніми вузлами. В результаті одержимо  $NS + 1$  шар змінної товщини: верхній шар буде мати товщину, рівну  $x_1/2$ , товщина другого зверху шару дорівнює половині відстані між вузлами  $x_1$  і  $x_2$  плюс половина відстані між вузлами  $x_2$  і  $x_3$  і т.д. Останній шар має товщину  $(x_{NS} - x_{NS-1})/2$ . Ці шари і будемо ототожнювати з ґрунтовими компартментами. При цьому будемо вважати, що значення досліджуваної функції всередині кожного компартмента постійне і дорівнює тій величині, якої ця функція набуває у відповідному вузлі. Наприклад, вологість у всьому верхньому компартменті дорівнює  $w_0$ , у наступному –  $w_1$ , і т.д. Таким чином, неперервна функція ординати (температура або вологість ґрунту) замінюється її ступінчастим (кусково-сталим) аналогом. Очевидно, що помилка, пов'язана з такою заміною, буде тим менше, чим тонше виділені у ґрунті шари-компартменти, а при досить великій кількості шарів її можна зробити як завгодно малою. Очевидно, також, що розташування вузлів варто вибрати нерівномірне – більш густе у верхній частині ґрунтового профілю і більш розріджене на глибині. Це пов'язано з тим, що найбільш динамічні процеси відбуваються у верхніх шарах ґрунту, а з глибиною ці зміни загасають.

При описі динаміки ґрунтових процесів будемо вважати, що обмін даної субстанції (тепло- чи вологообмін) здійснюється на межі виділених шарів, причому збільшення або зменшення тепло- чи вологовмісту відбувається відразу ж у всьому компартменті. Будемо вважати за крок моделі тільки ті обмінні процеси, які відбуваються між сусідніми шарами. Це означає, що часовий крок моделі має бути обраний досить малим: дійсно, за великий проміжок часу волога з верхнього шару, наприклад, після опадів може проникнути у всі інші шари, в тому числі й у нижній.

В силу ступінчатого характеру перетворених функцій вологозапаси кожного шару дорівнюють вологості ґрунту в цьому шарі  $w_i$ , помноженій на його товщину  $h_i$ . Таким чином, вологозапаси  $i$ -го шару  $W_i$  дорівнюють

$$W_i = h_i w_i, \quad (1)$$

а сумарні вологозапаси усього розрахункового шару ґрунту визначаються як

$$W_s = \sum_{i=0}^{NS} W_i = \sum_{i=0}^{NS} h_i w_i . \quad (2)$$

Так само можна розрахувати теплоємність  $i$ -го шару ґрунту

$$Q_i = h_i c_i T_i \quad (3)$$

і сумарну теплоємність

$$Q_s = \sum_{i=0}^{NS} Q_i = \sum_{i=0}^{NS} h_i c_i T_i , \quad (4)$$

де  $c_i$  – теплоємність шару з номером  $i$ .

На верхній межі розрахункового шару, тобто при  $x=x_0=0$  відбувається обмін теплом і водяною парою між ґрунтом і приземним повітрям. Умови тепло- і вологообміну тут обчислюються на підставі фізичних міркувань, які будуть розглянуті нижче. Вибір цієї межі визначається очевидними міркуваннями і не вимагає коментарів. Що ж стосується нижньої межі розрахункового шару  $x_{NS}$  (і розташування останнього вузла), то її місце розташування не настільки очевидно. Ясно, принаймні, що вона повинна розміщатися нижче шару, де розміщена коренева система. Інша вимога зводиться до того, щоб значення модельованої величини чи її потоку на нижній межі було відоме, в противному випадку виникає невизначеність у розрахунку.

Для моделювання вологоперенесення найбільш ясным представляється випадок неглибокого залягання ґрунтових вод (на глибині 1-3 м). Нижню межу варто помістити при цьому саме на рівні ґрунтових вод, оскільки тут точно відомо гранична умова: тиск ґрунтової вологи дорівнює нулю. При більш глибокому заляганні ґрунтових вод виникає деяка невизначеність, як у завданні нижньої граничної умови, так і в розташуванні самої цієї границі. У той же час часто можна вважати, що на глибині приблизно 2-3 м вологість ґрунту за сезон вегетації міняється незначно, якщо потік вологи через межу близький до нуля.

Оскільки, найчастіше, розглядається динаміка ґрунтової вологи у верхніх шарах 100-150 см, єдина вимога, яку повинна задовольняти нижня гранична умова, зводиться до наступного: неточність її задання не повинна вносити істотної похибки у розрахунки профілю вологості верхніх шарів ґрунту.

Дуже близька картина складається і при розрахунку теплового поля. Відомо, що добові коливання температури ґрунту загасають уже на глибині 40-60 см, у той час як сезонні зміни можуть поширюватися на значно більшу глибину. У всякому разі, у більшості регіонів нашої країни

температуру ґрунту можна вважати постійною на глибині 4 м. Однак, це не означає, що нижню межу у всіх випадках слід поміщати на цій глибині. Можна з достатньою точністю вважати, що вже на відстані 1,5-2 м від поверхні ґрунту добовий хід температури відсутній, а зміна температури всередині сезону не має міжсезонної мінливості і слідує середньому кліматичному ходу. Це означає, що нижню граничну умову температури на цій глибині можна вважати постійною всередині кожної доби, а її зміну за сезон вегетації задавати у вигляді залежності від номера доби відповідно до осереднених за ряд років кліматичних даних.

## 1.2 Теплоперенесення у ґрунті

Теплота як форма енергії і температура як її кількісна характеристика відіграють велику роль у житті рослин. Температурний режим безпосередньо впливає на розвиток рослин, оскільки темпи розвитку залежать від поглиненого посівом тепла. У той же час з температурним режимом пов'язані внутрішньоґрунтове випаровування і транспірація, а температурний градієнт безпосередньо впливає на рух води у ґрунті. Крім того, від температури ґрунту, як і від її вологості, залежить інтенсивність азотних трансформацій. З іншого боку, на перенесення тепла у ґрунті впливає водний режим так, що аналіз динаміки водного і теплового режимів варто проводити спільно. Зупинимось більш докладно на теплофізичних характеристиках ґрунтів.

### 1.2.1 Теплофізичні характеристики ґрунтів

Інтенсивність нагрівання будь-якого тіла при підведенні тепла визначається його теплоємністю, яка характеризує кількість теплової енергії, що має бути передана тілу для підвищення його температури на 1 °С чи на 1К. Питому теплоємність можна визначати як теплоємність одиниці об'єму або одиниці маси і виражати відповідно в кал/(см<sup>3</sup>·К) або кал/(г·К). З погляду теплових властивостей можна уявити собі, що ґрунт складається з двох основних компонентів-ґрунтового скелета і води, яка знаходиться у рідкій фазі, оскільки теплоємність газового компонента незначна. В зв'язку з цим питома теплоємність вологого ґрунту  $c$  знаходиться як середньозважена величина.

$$c = c(w) = c_s \rho_s + c_w w, \quad (5)$$

де  $c_s$  – питома теплоємність ґрунтового скелета;  
 $\rho_s$  – щільність ґрунту;



$c_w=1$  – теплоємність води;  
 $w$  – вологість ґрунту.

Таким чином, теплоємність ґрунту лінійно залежить від її вологості. При підвищенні вологості ґрунту її теплоємність може змінюватися в кілька разів – від величини, рівної приблизно 0,2-0,25 до 0,8-0,9 кал/(см<sup>3</sup>·К). Це означає, що для нагрівання вологого ґрунту на визначену кількість градусів знадобиться набагато більше енергії, ніж для нагрівання на цю же величину сухого ґрунту.

Значення коефіцієнтів у формулі (5) для деяких компонентів, які входять до складу ґрунту наведені у табл. 1.

Таблиця 1 – Питома теплоємність різних компонентів ґрунту

Компоненти ґрунту	Питома теплоємність, кал/(см <sup>3</sup> ·К)
Кварц, глина	0,48
Органічна речовина	0,60
Вода	1,00
Лід	0,45
Повітря	0,0003

Другою важливою в тепловому відношенні характеристикою ґрунтів є їх теплопровідність. Теплопровідність характеризує швидкість передачі тепла, будучи аналогом провідності у законі Ома. При наявності температурного градієнта вздовж деякого тіла тепло поширюється від його більш гарячого кінця до більш холодного тим швидше, чим більше його теплопровідність. Питому теплопровідність варто розраховувати як швидкість передачі тепла (наприклад, кал/с), віднесену до градієнта температури і до одиниці довжини, тобто варто вимірювати, наприклад, у кал/(см·К·с).

Теплопровідність ґрунту також залежить від її вологості, однак, вигляд цієї залежності в порівнянні з теплоємністю виявляється більш складною. При цьому супіщані ґрунти характеризуються більш різким збільшенням теплопровідності при збільшенні вологості, ніж суглинисті. Крім того, ця залежність нелінійна і має вигляд S-подібної кривої з насиченням. Сама ж величина теплопровідності при зміні вологості ґрунту від нуля до повного насичення змінюється на декілька порядків.

Зв'язок теплопровідності і вологості ґрунту встановлено у роботі Д.А. Куртєнера і А.Ф. Чудновського:

$$\lambda(w) = c(w)[\lambda_1(w - \lambda_4)^2 + \lambda_2\rho_s + \lambda_3], \quad (6)$$

де  $\lambda(w)$  – теплопровідність ґрунту.

Значення коефіцієнтів наведені у табл. 2. Ці співвідношення і використовуються при моделюванні температурного режиму ґрунтів.

Таблиця 2 – Коефіцієнти, які визначають залежність теплопровідності ґрунту від вологості

Тип ґрунту	$\lambda_1 \cdot 10^4$	$\lambda_2$	$\lambda_3$	$\lambda_4$
Чорнозем звичайний	-130	3,1	1,21	0,20
Темно-каштановий	-170	2,2	1,90	0,18
Сірозем	-62	2,7	0,20	0,18
Південний чорнозем	-104	2,4	0,68	0,20
Дерново-глейовий	-200	3,1	1,40	0,20

### 1.2.2 Теплообмін ґрунтових компартментів

Розглянемо деякий компартмент за номером  $j$ . Очевидно, що з погляду теплообміну всі компартменти, крім першого, який граничить з приґрунтовим повітрям, і останнього, рівноправні, оскільки у кожного існує два «сусіди». Позначимо площу поперечного розрізу кожного з компартментів через  $F$ . Висота  $j$ -го компартменту, як уже говорилося, дорівнює  $h_j$ , а його об'єм дорівнює

$$V_j = h_j F. \quad (7)$$

Об'ємна теплоємність компартмента обчислюється як добуток його питомої теплоємності  $c_j$  на об'єм, тобто

$$C_j = c_j h_j F. \quad (8)$$

Отже, при зміні температури компартмента на  $\Delta T$  градусів приріст теплової енергії, яка міститься в ньому, визначається як

$$\Delta Q_j = c_j h_j F \Delta T \quad (9)$$

тобто зміна кількості тепла пропорційно теплоємності одиниці об'єму  $c_j$ , зміні температури і самому цьому об'єму  $V_j = h_j F$ . Розглянемо, як змінюється температура компартмента за часовий крок моделі. Виберемо за часовий крок досить малий проміжок часу  $\Delta t = t_{k+1} - t_k$ , де  $k$  – номер кроку. Оскільки ми вважаємо, що внутрішні джерела тепла в компартменті відсутні, а теплообмін через його бокову поверхню дорівнює нулю, то

баланс тепла компартмента визначається різницею потоків, які надходять на його верхню і нижню грані. Якщо ця різниця позитивна, то температура компартмента збільшується, у протилежному випадку вона зменшується. Таким чином, якщо величини потоку тепла за одиницю часу зверху і знизу позначити відповідно через  $f_j$  і  $f_{j+1}$ , то

$$\Delta Q_j = c_j h_j [T_j(t_{k+1}) - T_j(t_k)] = (f_{j+1} - f_j) \Delta t. \quad (10)$$

Кожен із двох потоків визначається, в свою чергу, різницею температур двох компартментів. Потік  $f_{j+1}$  позитивний, якщо компартмент із номером  $j+1$  має більшу температуру, ніж  $j$ -й і негативний у зворотному випадку. Те ж саме справедливо і для потоку  $f_j$  із заміною  $j$  на  $j-1$ , тобто потік  $f_j$  є позитивним чи негативним в залежності від знака різниці  $T_j$  і  $T_{j-1}$ .

Величину теплопровідності ґрунту варто співвіднести з поверхнею контакту двох сусідніх компартментів, а «довжину» шляху теплообміну вважати рівною півсумі їхньої товщини (тобто відстані між вузлами). Тому

$$f_j = \frac{2F}{h_{j-1} + h_j} \lambda_{j-1,j} [T_j(t_k) - T_{j-1}(t_k)], \quad (11)$$

$$f_{j+1} = \frac{2F}{h_j + h_{j+1}} \lambda_{j,j+1} [T_{j+1}(t_k) - T_j(t_k)]. \quad (12)$$

Таким чином, теплоперенесення у ґрунті здійснюється як би по ланцюжку від одного компартмента до іншого. Одержуючи тепло із приходом сонячної радіації чи віддаючи його в атмосферу, нульовий компартмент або нагрівається, або проохолоджується. Перетікання тепла у кожному «каналі» регулюються вентилями і якщо, наприклад, у якийсь момент часу  $T_0 - T_1 > 0$ , тепло передається з нульового компартмента в перший, причому тим більш інтенсивно, чим більше різниця  $T_0 - T_1$ . Аналогічно здійснюється теплообмін між всіма іншими компартментами, крім останнього, щодо якого нам відомо, що його температура за кожен добу приймає цілком визначене значення. Оскільки перенесення тепла здійснюється з кінцевою швидкістю, то при нагріванні, наприклад, верхнього шару ґрунту нагрівання нижче розташованих шарів відбувається з запізнюванням, яке тим більше, чим глибше розташований відповідний компартмент.

При періодичному нагріванні й охолодженні поверхні ґрунту нижче розташовані шари не встигають «відслідковувати» цю температуру, Тому амплітуда добових коливань температури, зменшується з глибиною, а самі ці коливання запізнюються по фазі.



Хоча ця процедура здійснюється надзвичайно просто, варто мати на увазі, що для забезпечення стійкості отриманого рішення варто вибрати крок інтегрування за часом  $\Delta t$  надзвичайно малий.

Отримаємо на закінчення стале рішення рівнянь теплоперенесення для того простого випадку, коли температура верхнього і нижнього компартментів постійна. До цього режиму сходяться рішення з часом, коли перехідні процеси загасають. Заміняємо в (15) періодичну функцію на постійну величину  $T_0$  і приймаючи температуру незмінною, тобто  $T_j(t_{k+1})=T_j(t_k)$  для  $j = 1, 2, \dots, NS-1$ , і відкидаючи загальний множник  $A_T$  одержимо систему рівнянь

$$\begin{aligned}
 2T_1 - T_2 &= T_0, \\
 -T_1 + 2T_2 - T_3 &= 0, \\
 -T_2 + 2T_3 - T_4 &= 0, \\
 &\dots\dots\dots \\
 -T_{NS-3} + 2T_{NS-2} + T_{NS-1} &= 0, \\
 -T_{NS-2} + 2T_{NS-1} &= T_{NS}.
 \end{aligned}
 \tag{17}$$

Неважко перевірити, що її рішення має такий вигляд

$$T_j = \frac{NS - j}{NS} T_0 + \frac{j}{NS} T_{NS}, \tag{18}$$

тобто температура з ростом номера компартмента змінюється за законом арифметичної прогресії, збільшуючись або зменшуючись на постійну величину  $(T_{NS} - T_0)/NS$ .

### 1.2.3 Добовий і сезонний хід температури

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 сухої 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 частка прихідної сонячної енергії витрачається на випаровування.

Максимальне значення температури поверхні ґрунту, залежить як від її вологості, так і від густоти 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

грунт охороняється від перегріву, що сприятливо позначається на життєдіяльності ґрунтової біоти.

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 ґрунти починають прохолоджуватися, в той час як температура більш глибоких шарів продовжує рости.

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. У середніх широтах Північної півкулі мінімум температури на цій глибині досягається приблизно наприкінці березня, а максимум – у третій декаді серпня кожного року. З точністю до  $\pm 1^\circ\text{C}$  можна прийняти, що на цій глибині температура протягом усього сезону вегетації має стандартний хід, який відповідає середнім багаторічним (кліматичним) даним.

### **1.3 Перенесення вологи у ґрунті**

Водний режим є основним у житті рослин. При описі водного режиму варто виділити два принципово різних процеси – промочування ґрунту і його висушування.

При зволоженні ґрунту після досить інтенсивних опадів або поливу волога переміщується всередину ґрунту 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 у рідкій фазі і відбувається в основному по великих порах, тріщинах та інших локальних каналах. Якщо розглядати вегетаційний сезон в цілому, то періоди зволоження займають не дуже великий відсоток сумарного часу, особливо в аридних і напіваридних регіонах, де вода є основним фактором, який лімітує урожай.

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

При зменшенні вологості пересування води починає здійснюватися по капілярах різного діаметра і «зазорах» між ґрунтовими агрегатами. Оскільки в більш сухих шарах зайняті водою капіляри в середньому мають менший діаметр, вода починає підсосуватись у ці шари за рахунок різниці капілярних тисків. Ця сила ґрунту починає превалювати над силою маси і стає основною при зменшенні вологості нижче найменшої вологості (НВ). При подальшому висушуванні ґрунту перенесення води здійснюється; як у рідкій фазі у вигляді дифузії молекул у шарі води, адсорбованому на ґрунтових частинках, так і у вигляді водяної пари, яка дифундує у вільному поровому просторі. При цьому на сумарну швидкість вологоперенесення починає впливати не тільки градієнт вологості, але і градієнт температури. Вертикальні градієнти температурного поля ґрунту, покритого рослинністю, не настільки значні, щоб цей ефект міг відігравати істотну роль у сумарному вологообміні посіву. Головними діючими силами, відповідальними за переміщення води у ґрунті є, таким чином, сила маси, завжди спрямована вниз і гідравлічний потенціал, дія якого спрямована від більш вологих шарів ґрунту до більш сухих. Наявність коренів у ґрунті варто розглядати як розподілену по глибині функцію стоку або джерела.

### 1.3.1 Гідрофізичні характеристики ґрунту

Водний потенціал або «тиск» ґрунтової води прийнято подібно осмотичному тиску вважати величиною негативною і вимірювати в тих же одиницях, що і тиск, тобто в гектопаскалях, атмосферах або сантиметрах водного стовпа (як відомо, 1 атм = 1000 см водного стовпа). Величину зворотну водному (гідравлічному) потенціалу, вважають «*всисною силою*» ґрунту.

Подібно напруженню в електротехніці або градієнту температури в теплофізиці градієнт водного потенціалу є рушійною силою міграції води в ґрунті. Якщо сила струму дорівнює різниці потенціалів електричного поля, помноженої на провідність, швидкість руху рідини у пористому середовищі, відповідно до закону Дарсі, дорівнює градієнту потенціалу, помноженому на вологопровідність цього середовища. Точно так само швидкість перенесення тепла визначається добутком градієнта температури на коефіцієнт теплопровідності.

Отже, швидкість руху води у ґрунті  $v$  відповідно до закону Дарсі визначається виразом

$$v = -k \frac{\Delta H}{\Delta x}, \quad (19)$$

де  $k$  – коефіцієнт вологопровідності;

$\Delta x = x_2 - x_1$  – різниця близько розташованих рівнів ґрунтового профілю;

$\Delta H = H(x_2) - H(x_1)$  – різниця напорів води на цих рівнях.

Знак мінус свідчить про те, що швидкість вологоперенесення спрямована в сторону, протилежну зростанню напору. Сам напір  $H$  містить два доданки.

Перший з них відповідає вазі стовпця рідини над деяким рівнем. Оскільки вага, віднесена до одиниці площі, тобто тиск стовпа води можна виразити в грамах на квадратний сантиметр або в сантиметрах водного стовпа, цей доданок може бути виражений в тих же одиницях, що і тиск ґрунтової вологи, тобто другий доданок напору

$$H = z - p. \quad (20)$$

Тут враховано, що  $p < 0$ . Підставляючи (20) у (19), одержимо співвідношення для швидкості руху води в ненасиченій зоні, виражене через градієнт водного потенціалу

$$v = k \left( \frac{\Delta p}{\Delta x} - 1 \right), \quad (21)$$

оскільки завжди  $\Delta z = \Delta x$ .

Відзначимо, що сам коефіцієнт вологопровідності залежить від водного потенціалу, тобто у виразі (21)  $k = k(p)$ . Саме ця залежність робить співвідношення (21) нелінійним, що принципово відрізняє його від законів тепло- і електропровідності. Очевидно також, що, оскільки величина  $\Delta p / \Delta x$  є безрозмірною, то коефіцієнт вологопровідності має ту ж розмірність, що і швидкість, тобто см/с, см/год, см/д. Чисельно він дорівнює швидкості промочування ґрунту, коли градієнт напору дорівнює одиниці.

Рух ґрунтової вологи в ненасиченій зоні визначається двома основними залежностями. Перша з них – це зв'язок коефіцієнта вологопровідності з водним потенціалом, тобто функції  $k(p)$ . Друга, мабуть, навіть більш важлива, це так названа *крива водоутримання* чи «*основна гідрофізична характеристика*» (ОГХ) ґрунту. ОГХ визначається як залежність об'ємної вологості ґрунтів від водного потенціалу. Чим сухіше ґрунт, тим більше його «всисна сила», яка дорівнює водному потенціалу, узятому зі зворотним знаком.

Отже, водний потенціал має збільшуватися за абсолютною величиною при зменшенні вологості і перетворюватися в нуль при повній вологоємності. Відзначимо характерні риси кривої водоутримання. При незначному зменшенні вологості ґрунту від повної вологоємності тиск ґрунтової вологи зростає на деяку величину практично миттєво. Цю ділянку кривої досить складно описати при моделюванні, у багатьох моделях вона замінюється вертикальною лінією, що продовжується до перетину з плавним продовженням верхньої кривої у точці  $A$ . 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 приводить 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 мається 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 або 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, так і від інших факторів навколишнього середовища, зокрема, від температури і вологості повітря.

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

У 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, приводить до швидкого проникнення води, яка випадає у вигляді опадів, у нижні ґрунтові горизонти і зникнення її з шару, в якому розміщується коренева система.

Взагалі, вигляд розглянутих кривих визначається багатьма властивостями ґрунту – їхнім мінералогічним складом, щільністю, вмістом

грунтової органіки і, зрештою, залежить від всієї історії грунтоутворювального процесу в даному місці. Характерні риси залежностей  $p(w)$  і  $k(p)$  пов'язують з легко вимірюваними ґрунтовими параметрами. Найбільш поширені з них наведені у табл. 3 і 4.

Таблиця 3 – 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
$w = \frac{w_s}{[1 + (p/A)^B]}$	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. Haverkamp
$p = A \exp\left(B \frac{w - BB}{HB - BB}\right)$	К.К. Павлова, І.Л. Калюжний

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

Таблиця 4 – 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
$k = k_f \left( \frac{w - w_r}{w_s - w_r} \right)^{1/2} \frac{\left( \int_0^w \frac{dw}{p(w)} \right)^2}{\int_0^w \frac{dw}{p(w)}}$	Y. Mualem
$k = k_f \left( \frac{w}{w_s} \right)^B \frac{\left( \int_0^w \frac{dw}{p^2(w)} \right)}{\int_0^{w_s} \frac{dw}{p^2(w)}}$	R.E. Green, A.T. Correy

де  $p_s$  – потенціал барботування.

### 1.3.2 Компартментна модель вологопровідності

Компартментна модель, яка описує динаміку водного режиму ґрунту, багато в чому аналогічна моделі теплоперенесення. Маються, однак, і принципові розходження. Перше з них пов'язано з тим, що вхідні в модель коефіцієнти самі залежать від моделюємої величини – вологості ґрунту або водного потенціалу. Тим самим моделі стають нелінійними, що різко ускладнює як аналіз, так і чисельне рішення рівнянь переносу. Друга відмінність пов'язана з тим, що в кожному компартменті з'являється функція внутрішнього стоку – поглинання води коренями. Тим самим задача кількісного опису динаміки вологообміну стає більш складною. З'являється необхідність зв'язати її з процесами, які відбуваються в інших блоках моделі не тільки через межову умову (умова на межі ґрунт – повітря), але і через функцію розподілених по ґрунтовому профілю стоків, їхній сумарний транспорт по рослині і транспірацію.

Розглянемо рівняння водного балансу у деякому ґрунтовому шарі. За аналогією з формулою (10) зміну вологовмісту у  $j$ -му компартменті за малий проміжок часу  $\Delta t = t_{k+1} - t_k$  можна записати у вигляді

$$\Delta W_j = W_j(t_{k+1}) - W_j(t_k) = [(v_{j+1} - v_j) - h_j f_j] F \Delta t, \quad (22)$$

де  $F$  і  $h_j$  – відповідно площа і товщина компартмента;

$v_j$  і  $v_{j+1}$  – швидкість руху води через верхню і нижню межі;

$f_j$  – швидкість поглинання води коренями, яка віднесена до одиниці об'єму ґрунту.

Співвідношення (22) не що інше, як рівняння балансу (або нерозривності): кількість рідини, яка надходить в компартмент дорівнює  $v_{j+1}F\Delta t$ , а яка витікає, дорівнює сумі потоку через нижню межу  $v_j\Delta t$  і кореневого поглинання  $f_j h_j F\Delta t$ .

Рівняння для швидкості руху води записано вище (21). Використовуючи аналогію температури з водним потенціалом і вологопровідності з теплопровідністю, відповідно до (11) і (12) запишемо

$$v_j = k(p_{j-1,j}) \left( \frac{2}{h_{j-1} + h_j} [p_j(t_k) - p_{j-1}(t_k)] - 1 \right) \quad (23)$$

і

$$v_{j+1} = k(p_{j,j+1}) \left( \frac{2}{h_j + h_{j+1}} [p_{j+1}(t_k) - p_j(t_k)] - 1 \right). \quad (24)$$

Тим самим отримано зв'язок приросту вологовмісту компартмента за один часовий крок моделі з водним потенціалом даного компартмента  $p_j(t_k)$  і двох сусідніх  $p_{j-1}(t_k)$  і  $p_{j+1}(t_k)$  на початку цього кроку.

Для проведення розрахунків динаміки руху вологи необхідно, таким чином, використовувати залежність потенціалу від вологості. Ця залежність саме і визначається ОГХ. Використання ОГХ дозволяє виключити одну з двох цих величин і записати рівняння або для динаміки вологовмісту, або для динаміки водного потенціалу. Звичайно перевагу має другий шлях, для чого приводяться два аргументи. Перший з них зводиться до того, що поглинання вологи коренями визначається різницею водних потенціалів ґрунту і рослини і для замикання моделі все рівно доводиться розраховувати потенціали. Другий заснований на аналогії: рівняння теплоперенесення записані для аналога потенціалу – температури, а не для аналога вологості – кількості потенціалу в компартменті.

Якщо продовжити цю аналогію, то цілком природним буде введення «диференціальної вологоємності» ґрунту як коефіцієнта  $\mu$ , який пов'язує збільшення вологості зі збільшенням потенціалу

$$\Delta w = \mu \Delta p. \quad (25)$$

Вона показує, наскільки змінюється вологість ґрунту при зміні її водного потенціалу на одиницю. На відміну від теплоємності диференціальна вологоємність ґрунту непостійна. Вона залежить від потенціалу, оскільки це не що інше, як похідна водоутримуваної здатності ґрунтів, побудованої в координатах:  $p$  – вісь абсцис,  $w$  – вісь ординат.

Таким чином,  $\mu = \mu(p)$ . Як функція потенціалу вона збільшується всюди, крім малої ділянки поблизу нуля (або поблизу вологості насичення).

Використовуючи введене тут поняття диференціальної вологості  $i$ , приймаючи до уваги, що вологозапас компартмента  $W_j$  дорівнює його об'єму  $h_j F$ , помноженому на вологість  $w_j$ , запишемо рівняння балансу замість (22) у наступному вигляді

$$\mu(p_j)[p_j(t_{k+1}) - p_j(t_k)] = \left( \frac{v_{j+1} - v_j}{h_j} - f_j \right) \Delta t. \quad (26)$$

Це співвідношення створює разом з (23) і (25) замкнуту систему рівнянь для розрахунку водного потенціалу ґрунту «крок за кроком». Розглянемо міркування є приводу задання граничних умов і функцій стоку.

На межі ґрунт – повітря має бути заданий потік вологи – негативний у випадку випадання опадів і позитивний – при випаровуванні. При цьому інтенсивні дощі приводять до того, що волога не встигає усмоктуватися верхнім шаром ґрунту і просочується в глиб ґрунтового профілю. При наявності схилу це приводить до стікання частини води, а на горизонтальних ділянках і нерівностях поля утворюються калюжі. У моделі шар вільної вологи на поверхні ґрунту рівномірно «розповсюджується» по всьому полю і характеризується наведеною висотою стовпа води, що досягає декількох міліметрів. Ця величина додається до водного потенціалу, який при наявності насиченого вологою верхнього шару стає позитивним.

Після припинення опадів вільна волога частково випаровується, а частково усмоктується в ґрунт. При цьому «працює» саме криволінійна ділянка ОГХ, близька до вертикалі. Ця обставина ускладнює процес розрахунку і приводить до того, що в досить докладних моделях режим усмоктування повинен описуватися за допомогою спеціальних алгоритмів. У прикладних моделях, де не потрібна висока точність, цих труднощів уникають за рахунок використання дещо спрощеного перерозподілу надлишкової вологи по ґрунтових компартментах. Цей процес починається з верхнього компартмента, який заповнюється до ПВ чи НВ, якщо залишилися волога то додається у другий компартмент і т.д. – доти, поки запас надлишкової вологи не буде вичерпаний. Якщо при цьому виявляється, що весь ґрунтовий профіль насичений водою, вважається, що надлишкова кількість вологи виноситься за межі розрахункового шару.

Розглянемо тепер особливості врахування кореневого поглинання. Врахування впливу коренів у моделі проводиться шляхом задання об'ємної щільності їхньої поглинаючої поверхні. Виділимо на деякій глибині одиничний об'єм ґрунту. Якщо після відмивання всіх живих коренів у цьому об'ємі виміряти площу їхньої поверхні і розділити на об'єм, то саме й отримаємо цю величину, яку будемо позначати через  $\omega$ . Величина  $\omega$

залежить від глибини  $x$  і змінюється з часом у зв'язку з ростом рослин і розвитком кореневої системи, тобто

$$\omega = \omega(x, t). \quad (27)$$

Вона вимірюється в  $\text{см}^2/\text{см}^3$ , тобто в  $\text{см}^{-1}$ . Очевидно, що поза зоною проникнення коренів  $\omega(x, t)=0$ . Будемо вважати, що об'ємна щільність коренів постійна всередині кожного компартмента. Тоді для функції стоку води у корінь у  $j$ -му компартменті, вираженій в  $\text{см}^3/\text{год}$  або в  $\text{см}^3/\text{д}$ , можна записати

$$f_j = \omega_j \xi (p_j - P_r), \quad (28)$$

тут  $P_r$  – водний потенціал кореня, а  $\xi$  – його провідність.

При цьому стінки провідних судин кореня від епідерміса до ксилеми мають найбільший опір. По провідних судинах ксилеми вода рухається майже без опору, в зв'язку з чим водний потенціал усієї кореневої системи можна вважати постійним, поза залежністю від глибини шару або від номера компартмента. Таким чином, для розрахунку динаміки ґрунтової вологи необхідно знати додатково значення об'ємної площі кореня в компартментах  $\omega$ , провідність кореня  $\xi$  і його водний потенціал  $P_r$ .

Помножимо вираз (28) на товщину компартмента  $h_i$  і візьмемо суму всіх цих рівностей, починаючи з одиниці і закінчуючи  $NR$  — номером компартмента, у якому ще містяться корені

$$\sum_{i=1}^{NR} h_i f_j = \xi \sum_{i=1}^{NR} h_i \omega_i (p_i - P_r) = \xi \sum_{i=1}^{NR} h_i \omega_i p_i - \xi P_r \sum_{i=1}^{NR} h_i \omega_i. \quad (29)$$

У виразі (29) остання сума безрозмірна і представляє собою площу коренів, віднесена до одиниці площі поля. За аналогією з листковим індексом її можна назвати «корневим індексом» і позначити через  $\Omega$ :

$$\Omega = \sum_{i=1}^{NR} h_i \omega_i. \quad (30)$$

Ліва частина виразу (29) є не що інше, як сумарне поглинання води коренями. Тому, якщо знехтувати акумуляцією води тканинами рослин, можна прирівняти його до транспірації

$$E = \xi \sum_{i=1}^{NR} h_i \omega_i p_i - \xi P_r \Omega. \quad (31)$$

Звідси можна виразити потенціал кореня  $P_r$  через транспірацію

$$P_r = \frac{\sum_{i=1}^{NR} h_i \omega_i p_i - E / \xi}{\Omega} \quad (32)$$

і для поглинання води коренями у  $j$ -му компартменті (28) записати

$$f_j = \frac{\omega_j}{\Omega} E - \frac{\xi \omega_j}{\Omega} \left( \sum_{i=1}^{NR} h_i \omega_i p_i - \Omega p_j \right). \quad (33)$$

Приймається, що водний потенціал безпосередньо поблизу кореня дорівнює його середньому значенню на даній глибині ґрунтового профілю.

Розглянемо два окремих випадки, у яких рівняння для опису процесу поглинання води коренями спрощується.

1. При високій вологості ґрунту  $p_i \approx 0$  або в більш загальному випадку  $p_i$  постійне по всьому ґрунтовому профілю. У такому випадку замість (33) отримаємо

$$f_j = \frac{\omega_j}{\Omega} E. \quad (34)$$

2. В іншому випадку, коли корені розподілені по всьому ґрунтовому профілю рівномірно (що має місце, наприклад, у вегетаційних судинах),  $\omega_i$  не залежить від номера  $i$ ,  $\Omega = \omega h_r$  і

$$f_j = \frac{E}{h_r}, \quad (35)$$

де  $h_r$  – глибина проникнення коренів.

Очевидно, що перший доданок у (33) є, таким чином, визначальним. Роль другого зводиться до врахування нерівномірності розподілу коренів або нерівномірного розподілу водного потенціалу по всій глибині ґрунту.

Завершуючи розгляд компартментної моделі вологообміну, випишемо основні рівняння для того випадку, коли всі компартменти мають однакові висоти,  $h_i = h$ .

Рівняння балансу ґрунтової вологи у  $j$ -му компартменті має вигляд

$$\mu(p_j)[p_j(t_{k+1}) - p_j(t_k)] = \left( \frac{v_j - v_{j+1}}{h} - 1 \right) \Delta t . \quad (36)$$

Для швидкостей руху води із сисних компартментів отримаємо:

$$v_j = k(p_{j-1,j}) \left[ \frac{p_{j-1}(t_k) - p_j(t_k)}{h} - 1 \right] \quad (37)$$

і

$$v_{j+1} = k(p_{j,j+1}) \left[ \frac{p_j(t_k) - p_{j+1}(t_k)}{h} - 1 \right]. \quad (38)$$

Нарешті, функція стоку у корінь визначається виразом (33).

Ці співвідношення справедливі для всіх компартментів, крім нульового й останнього. Тому до них необхідно додати граничні умови. Якщо, наприклад, нижня межа відповідає рівню залягання ґрунтових вод, то нижня гранична умова має вигляд

$$p_{NS} = 0. \quad (39)$$

На верхній межі при розрахунку режиму висушування додається умова заданого потоку – так названого *фізичного випаровування*. При цьому, рівняння балансу вологи у нульовому компартменті записується у вигляді

$$\mu(p_0)[p_0(t_{k+1}) - p_0(t_k)] = E_s \Delta t - \left( \frac{v_1}{h} + f_0 \right) \Delta t , \quad (40)$$

де фізичне випаровування  $E_s$  повинне задаватися або обчислюватися з залученням додаткових міркувань. Використовуючи наведені вище рівняння при заданні початкового розподілу вологи  $w_j$  (або потенціалу) по компартментах, параметрів рослини  $\xi$ ,  $\omega_j$  і  $\Omega$ , випаровування  $E_s$  і транспірації  $E_r$ , можна розраховувати зміни профілю водного потенціалу і, отже, вологості ґрунту крок за кроком, подібно тому, як це робиться при розрахунку теплоперенесення.

### Запитання для самоперевірки:

1. В чому полягають загальні принципи моделювання
2. Що лежить в основі визначення теплофізичних характеристик ґрунтів?
3. Як визначається теплоперенесення у ґрунті?



4. Як визначається вологоперенесення у ґрунті?
5. Що таке гідрофізичні характеристики ґрунту?
6. В чому сутність компартментної моделі вологопровідності

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Полевой А.Н. Сельскохозяйственная метеорология. – С-Пб: Гидрометеиздат, 1992. – 424 с.
2. Польовий А.М. Моделювання гідрометеорологічного режиму та продуктивності агроєкосистем. – Київ: КНТ, 2007. – 344 с.
3. Тооминг Х.Г. Солнечная радиация и формирование урожая. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 200 с.