

УДК 631.61  
© 2013

**О.А. ДЕМИДОВ,**  
кандидат  
сільськогосподарських наук

Департамент землеробства  
Міністерства аграрної політики  
та продовольства України, м. Київ

ФОРМУВАННЯ ОСМОТИЧНОГО  
ТИСКУ ҐРУНТОВОГО  
РОЗЧИНУ ТЕХНОЗЕМІВ  
ЗАЛЕЖНО ВІД ВОЛОГОСТІ НА  
ДІЛЯНКАХ РЕКУЛЬТИВАЦІЇ  
ОРДЖОНІКІДЗЕВСЬКОГО ҐЗК

*Запропоновано розрахунки осмотичного тиску для опису процесів у ґрунтовому розчині літоземів та педоземів ділянок рекультивациї Орджонікідзевського ҐЗК. Наводяться результати порівняльного аналізу модельних розрізів з профілем староорних земель.*

Ґрунтовий розчин має вагоме значення в генезисі ґрунтів і їх родючості. Він бере участь у процесах перетворення (руйнування й синтезу) мінеральних й органічних з'єднань. У складі ґрунтового розчину по профілю ґрунтів переміщуються різноманітні продукти ґрунтоутворення. Винятково велика роль ґрунтового розчину в живленні рослин. Тому важливо знати його склад та властивості [5].

Вміст вологи в ґрунтах і кількість ґрунтового розчину можуть коливатися в дуже широких межах: від десятків відсотків, коли вода займає практично всі порожнини ґрунту, і до часток відсотка, якщо в ґрунті перебуває лише адсорбована вода. Фізично міцнозв'язана вода (гігроскопічна й частково нерозчинний об'єм ґрунтової води, тому вона не входить до складу ґрунтового розчину як такого. Не встигають стати специфічним ґрунтовим розчином і гравітаційні води, що швидко просочуються через ґрунтові горизонти по великих тріщинах і ходах коренів. Найбільш істотним джерелом утворення ґрунтових розчинів є атмосферні опади. Ґрунтовий розчин включає всі форми капілярної, відносно міцнозв'язаної води ґрунту, інші її категорії та утворюється в результаті взаємодії води, що надходить у ґрунт, з його твердою фазою й розчиненням деяких органічних і мінеральних речовин та їхніх похідних.

В.І. Вернадський вважав ґрунтовий розчин однією з найважливіших категорій при-

родних вод, "основним субстратом життя", "основним елементом механізму біосфери". Згідно зі загальноприйнятими переконаннями, опис процесів у ґрунтовому розчині є одним з найбільш складних завдань у ґрунтознавстві [1, 2].

Інформації про стан ґрунтових розчинів для рекультивованих земель у наукових літературних джерелах на сьогодні обмаль. Тому поглибити вивчення осмотичного тиску від зволоження й стало **метою наших досліджень**.

Метою пропонованих розрахунків і оцінок є використання результатів, отриманих при аналізі водних витяжок, для обчислення осмотичного тиску, який розвивається в ґрунтовому розчині за різного зволоження і температур у горизонтних модельних розрізах, порівняно з еталонною системою. При цьому, передусім, слід враховувати результати розподілу шпаруватості в екосистемах, що розглядаються, а також перерозподіл об'ємних співвідношень у водних витяжках і реальних об'ємів ґрунтового розчину в досліджуваних горизонтних розрізах. На додаток відзначимо, що пропонований підхід лежить дещо в іншій площині, ніж загальноприйняті методи оцінки ступеня засолення за величиною сухого залишку та інші трактування видів катіонного або аніонного засолення залежно від переважання якогось з іонів у розчині водної витяжки. Традиційні оцінки наведено паралельно основному викладенню матеріалу.

Для розуміння розрахунків стисло наведемо теоретичні основи.

Термодинамічний потенціал розчину (опускаючи попередні твердження) описується виразом [4]

$$\Phi(P, T, N) = \mu_0 N + Tn \ln \frac{n}{eN} + n\Psi(P, T), \quad (1)$$

де  $\Phi(P, T, N)$  – термодинамічний потенціал (потенціал Гіббса) розчину в цілому (для спрощення розглядаємо одну розчинену речовину);

$\mu_0$  – хімічний потенціал розчинення води, що не містить розчиненої речовини;

$N$  – кількість молекул розчинника, моль;

$n$  – кількість молекул розчиненої речовини, моль;

$\Psi(P, T)$  – функція, що визначається розчиною речовиною;

$P$  – тиск, Па;

$T$  – температура, що має термодинамічну розмірність, Дж/моль;

$e$  – основа натурального логарифма.

Особливо наголосимо, що наявність  $\psi(P, T)$  свідчить про значне поширення поняття активності розчиненої речовини, яка пропорційна його концентрації. Деякі дослідники для поняття хімічного потенціалу розчиненої речовини використовують формулу [2, 3]:

$$\mu_i = \mu_0 + RT \ln \gamma C, \quad (2)$$

де  $T$  – температура за Кельвіном, Дж/моль;

$R$  – універсальна постійна;

$R = 8,31$  Дж/моль;

$C$  – концентрація розчиненої речовини, %;

$\gamma$  – коефіцієнт активності.

Це уявлення легко реалізується з рівняння (1), що має більш фундаментальну теоретичну основу,

$$\mu_1 = \frac{\partial \Psi(P, T, N)}{\partial n} = T \ln \frac{n}{N} + \Psi(R, T). \quad (3)$$

Оскільки  $n/N = C$  – концентрація розчину, то  $\Psi(P, T)$  можна представити як  $T \ln \psi(P)$ , де  $\psi \approx \psi(P)$ . Враховуючи, що перерахунок температури з розмірності градусів за шкалою Кельвіна в енергетичні (термодинамічні) одиниці здійснюється множенням на  $R$  з рівняння (3), отримаємо  $\mu_i = \mu_0 + RT \ln \gamma C$ . Результат співпадає з уявленням дослідників [2, 3]. Ще раз підкреслимо, що рівняння (3) є

більш глибоким і теоретично обґрунтованим за своїм змістом.

Для характеристики розчинника (води ґрунтового розчину) виразимо його хімічний потенціал як

$$\mu = \frac{\partial \Psi(P, T, N)}{\partial N} = \mu_0 - T \frac{n}{N} = \mu_0 - TC. \quad (4)$$

І хоча вираз для осмотичного тиску загальновідомий, але, з огляду на специфіку використаної розмірності і на контекст теоретичної спрямованості цього викладення [4], вважаємо доречним навести зміст цього виразу, оскільки надалі вводиться поправка, пов'язана з поняттям іонної сили [2, 3]. До того ж катіони і аніони в розчині мають позитивний або негативний електричний заряд, кратний елементарному заряду.

Феномен осмотичного тиску припускає наявність напівпроникної мембрани – непроникної або погано проникної (процес повільно розвивається в часі) для розчиненої речовини. Наявність цієї мембрани можна екстраполювати на клітинні мембрани кореневої системи або на засоби виміру осмотичного тиску ґрунтового розчину, невід'ємною частиною яких є напівпроникна мембрана. Термін всисна сила введений Корнфілдом у далекому 1937 році (см вод. ст.; Па). Виразити всисну силу зручно у формі десяткових логарифмів рF (аналогічно рН). Далі Корнфілд встановив відповідність основних ґрунтово-гідрологічних констант певним значенням рF (Па):

$MG$  – максимальна гігроскопічна волога; 6,5–9,0;

$BZ$  – вологість стійкого в'янення; 6,0–6,2;

$BKP$  – вологість розриву капілярних зв'язків; 5,0–6,0;

$NB$  – найменша вологоємність (капілярно-підвішена вода); 4,7–4,0;

$GB$  – гравітаційна волога; 3,75.

Оскільки всисна сила ґрунту формується не лише осмотичною компонентою, а й матричною (поверхневі сили взаємодії гранулометричного складу твердої фази), значення розрахункових осмотичних компонент мають бути меншими за наведені Корнфілдом, але відповідати порядку величин.

В основу виведення рівняння осмотичного тиску покладена умова рівності хімічного потенціалу розчинника по обидві сторони мембрани,

$$\mu(P_0, T) - C_1 T = \mu(P_1, T) - C_2 T; \quad P_1 > P_0. \quad (5)$$

За умови тиску рівняння (5) при розкладанні в ряд до першого порядку можна представити у вигляді

$$\mu(P_0, T) - C_1 T = \mu(P_0, T) + \frac{\partial \mu(P, T)}{\partial P} \cdot \Delta P - C_2 T. \quad (6)$$

Похідна хімічного потенціалу по тиску є об'єм на одну молекулу розчинника і за умови  $C_2 \gg C_1$  (як правило, дотримується завжди) з рівняння (6) можна записати, що

$$\frac{C_2}{\delta} T = \Delta P = \frac{n}{N\delta} T; \quad (7)$$

де  $\delta$  – об'ємне представлення однієї молекули розчинника;

$V$  – об'єм розчину;  $V = N\delta$ .

Вираз (7) є одним з двох складових рівняння для розрахунку осмотичного тиску. Іншою складовою є поправка на електростатичні властивості катіонів і аніонів, тобто на іонну силу розчину. Оцінку цієї поправки, що враховує вплив змін в об'ємі розчину і температури, проводили з використанням формалізму Дебая-Хюккеля [2]. Д.С. Орлов також використовує цей формалізм у відредагованому вигляді як напівемпіричне рівняння визначення активності іонів [2, 3]. У цьому дослідженні була зроблена спроба теоретичного розрахунку поправки відповідно до методології, запропонованої Л.Д. Ландау зі співавторами [4].

Основною умовою прийнятності запропонованого підходу до розрахунку осмотичного тиску є потреба у використанні співвідношення потенційної енергії кулонівської взаємодії заряджених іонів та кінетичної енергії їх хаотичного руху, тобто

$$\frac{Z^2 e^2}{r} \ll T, \quad (8)$$

де  $Z$  – усереднена валентність іонів;

$e$  – елементарний заряд (заряд електрона);

$r$  – відстань між іонами.

Оскільки виконується співвідношення

$r \approx n^{-1/3}$ , де  $n$  – концентрація іонів у розчині, а  $T \sim 293$  Дж/моль при температурі  $\sim 20$  °С, відстань між іонами (у межах варіабельності розчинів водних витяжок) відповідає  $\sim 10^{-9}$  м, що цілком дозволяє зменшити об'єм розчину в сто разів ( $\sim 10^{-7}$  м) при збереженні допустимості використаного формалізму.

Розчин в цілому електронейтральний, що формалізується співвідношенням

$$\sum_a Z_a n_{a0} = 0, \quad (9)$$

де  $Z_a$  – валентність (позитивна або негативна)  $a$ -го іона;

$n_{a0}$  – щільність розподілу  $a$ -го іона в цілому за усім об'ємом розчину.

Енергію взаємодії між іонами треба розглядати як деяку кореляційну функцію

$$E_{кор} = V \frac{1}{2} \sum_a e Z_a n_{a0} \Phi_a$$

від взаємних розташувань іонів, бо розчин у цілому електронейтральний, тобто в утворенні іонної хмари, що підкоряється закону розподілу Больцмана,

$$n_a = n_{a0} e^{-\frac{Z_a e \Phi_a}{T}}, \quad (10)$$

де  $n_{a0}$  – інтегральний за усім об'ємом розчину розподіл іона виду  $a$ ;

$n_a$  – розподіл у полі радіальної симетрії (іонної хмари).

$\Phi_a$  – потенціал електричного поля, діючий на іон.

Рівняння Пуассона для даного випадку має вигляд

$$\Delta \Phi = -4\pi e \sum_a Z_a n_a. \quad (11)$$

Розкладаючи в ряд до першого порядку вираз (10) і враховуючи рівняння (9), з формули (11) отримуємо, що

$$\Delta \Phi - x_2 \Phi = 0; \quad x^2 = \frac{4\pi e^2}{T} \sum_a Z_a^2 n_{a0}$$

$$\Phi = const \frac{e^{-xr}}{r} = Z_a e \frac{e^{-xr}}{r}, \quad (12)$$

де  $r$  – відстань від центра поля (в іонній хмарі) до  $a$ -го іона.

Розкладаючи рівняння (12) в ряд до першого члена, отримуємо, що

$$\varphi = \frac{Z_a e}{r} - e Z_a x,$$

де перший член являє собою кулонівське поле саме цього іона. Другий же член є потенціалом, який створюється усіма іншими іонами хмари і має бути використаним у виразі, що описує енергію кореляційної взаємодії,

$$E_{кор} = V \frac{1}{2} \sum_a e Z_a n_a \varphi_a = -V e^3 \sqrt{\frac{\pi}{T}} \left( \sum_a n_a Z_a^2 \right)^{3/2}. \quad (13)$$

Якщо ввести у формулу (13) повне число різних іонів  $N_a = n_a \cdot V$ , то енергію кореляційних зв'язків, що ослабляє осмотичну компоненту, можна записати в такий спосіб:

$$E_{кор} = -e^3 \sqrt{\frac{\pi}{TV}} \left( \sum_a N_a Z_a^2 \right)^{3/2}.$$

Використовуючи співвідношення

$$\frac{F}{T^2} = -\frac{\partial}{\partial T} \cdot \frac{F}{T}, \quad \text{розраховуємо відповідну}$$

поправку до вільної енергії:

$$F = F_{oc} - \frac{2}{3} e^3 \sqrt{\frac{\pi}{VT}} \left( \sum_a N_a Z_a^2 \right)^{3/2}. \quad (14)$$

Щоб урахувати середовище (вода), в якому відбувається електрична взаємодія, необхідно додати у вираз (14) значення діелектричної постійної ( $\epsilon$ ) води. І оскільки елементарний заряд тут має ступінь третій, то і вираз поправки необхідно розділити на значення діелектричної проникності  $\epsilon$  в третьому ступеню. Далі, враховуючи теорему про малі добавки, вираз для потенціалу Гіббса розчину в цілому, з урахуванням осмотичної компоненти, матиме вигляд:

$$\Phi = N \mu_0 + \sum_a \left( n_a T \ln \frac{n_a}{e T} + n_a \Psi_a \right) - \quad (15)$$

$$\frac{2e^3}{3\epsilon^3} \left( \frac{\pi}{\delta T} \right)^{1/2} N \left[ \frac{\sum_a n_a Z_a^2}{N} \right]^{3/2}.$$

Для обчислення осмотичного тиску потрібно визначити хімічний потенціал розчинника

$$\mu = \frac{\partial \Phi}{\partial N} = \mu_0 \frac{T}{N} \sum_a n_a + \frac{e^3}{3\epsilon^3} \left( \frac{\pi}{\delta T} \right)^{1/2} \left( \frac{\sum_a n_a Z_a^2}{N} \right)^{3/2}. \quad (16)$$

Аналогічно тому, як це було зроблено суто для осмотичної компоненти, з рівняння (16) розрахуємо осмотичний тиск (на межі з чистим розчинником)

$$\Delta P = \frac{T}{V} \sum_a n_a - \frac{e^3}{3\epsilon^3} \left( \frac{\pi}{T} \right)^{1/2} \left( \frac{\sum_a n_a Z_a^2}{V} \right)^{3/2}. \quad (17)$$

Оскільки виведення електрохімічних поправок виконано в системі розмірностей СГСЕ, спеціально розробленої для опису електричних явищ, то необхідно в кінцевих розрахунках виразити тиск у Паскалях (система СИ). Через те, що формалізм Ландау зорієнтований на інтерпретацію значень хімічного потенціалу, як потенціалу Гіббса, з розрахунку на одну молекулу, а не на один моль, то в розрахунках розмірності і порядку величин (17) необхідно використовувати константу Больцмана  $k = 1,38 \cdot 10^{-23}$  Дж/град (Кельвіна) замість універсальної газової постійної  $R = 8,31$  Дж/моль·град (Кельвіна). До рівняння (17) входить значення елементарного заряду ( $e$ ) третього ступеня, що значно ускладнює впорядкування розмірності фізичних величин. Якщо використовувати визначення одиничного електричного заряду в системі СГСЕ, як силу в одну дину, що створюється взаємодією двох однакових зарядів на відстані одного сантиметра, і значення елементарного заряду, як  $4,8 \cdot 10^{-10}$  одиниць СГСЕ, то це дозволить теоретично розрахувати осмотичний тиск у системних одиницях СИ, використовуючи отримані в експерименті значення молярних концентрацій водних витяжок:

$$1. \text{ Для першого члена в рівнянні (17) розмірність представимо у вигляді } \frac{T}{V} \sum_a n_a = K \cdot 1,38 \cdot 10^{-23} \cdot \frac{H \cdot m}{K} \cdot \frac{1}{m^3} \cdot 10^{-3} \times \\ \times \frac{6,02 \cdot 10^{23}}{m^2} = 8,31 \cdot \frac{H}{m^2} ( ).$$

Тобто перший член виразу необхідно розрахувати як

$$T / V \cdot 8,31 \text{ Н/м}^2,$$

де  $H$  – сила, Н;

$V$  – об'єм розчину, м<sup>3</sup>;

$T$  – у градусах за Кельвіном;

$6,02 \cdot 10^{23}$  – число Авогадро;

$1,38 \cdot 10^{-23}$  Дж/град – константа Больцмана;

$10^{-3}$  моль – відбиває сумарну кількість мілімолей в розчині водної витяжки.

2. Другий член, який є поправкою на електрохімічну взаємодію, для зручності перепишемо у вигляді

$$\frac{e^3}{3E^3} \left( \frac{\pi e^2}{T} \right)^{1/2} \left( \frac{\sum n_a Z_a^2}{V} \right)^{3/2}.$$

Тоді для розмірності необхідно записати, що

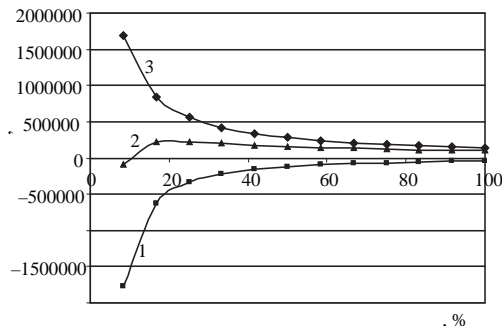
$$\frac{(4,8)^2 \cdot 10^{-20} \cdot 2 \cdot 10^{-5} \cdot 10^{-4}}{3 \cdot (31)^3} \times \left( \frac{3,14 \cdot (4,8)^2 \cdot 10^{-20} \cdot 2 \cdot 10^{-5} \cdot 10^{-4}}{1,38 \cdot 10^{-23} \frac{H}{K} \cdot K} \right)^{1/2} \times \left( \frac{10^{-3} \cdot 6,02 \cdot 10^{23}}{3} \right)^{3/2}.$$

Наприклад, для температури 20 °С (293 К) і об'єму витяжки 150 см<sup>3</sup> ( $1,5 \cdot 10^{-4}$  м<sup>3</sup>) сумарного молярного вмісту іонів і катіонів 0,7 ммоль/л з урахуванням валентності  $Z^2$  ця поправка становить 964 Н/м<sup>2</sup>.

Щоб оцінити ті значення осмотичного тиску, які розвиваються в ґрунтовому розчині, необхідно трансформувати об'єми водної витяжки (150 см<sup>3</sup>) в об'єми ґрунтового розчину. Якщо значення шпаруватості у верхньому горизонті еталонного розрізу становить 35 %, а об'єм навішування 30 г сухого ґрунту, то необхідно сумарні молі катіонів і аніонів водної витяжки співвіднести до об'єму:  $150 \cdot 0,2 \cdot 0,35 = 10,5$  см<sup>3</sup> (за повної вологоємності).

На рис. 1 наведено результати використаного модельного розрахунку значень осмотичного тиску в ґрунтовому розчині верхнього горизонту еталонного розрізу залежно від вологонасичення (% від повної вологоємності, включаючи і гравітаційну вологу).

На рис. 2 представлена залежність рF по-



**Рис. 1. Залежність складових компонент осмотичного тиску в ґрунтовому розчині від вологості:**

**1 – негативна поправка на електрохімічну взаємодію іонів; 2 – сумарна складова; 3 – компонента позитивної складової**

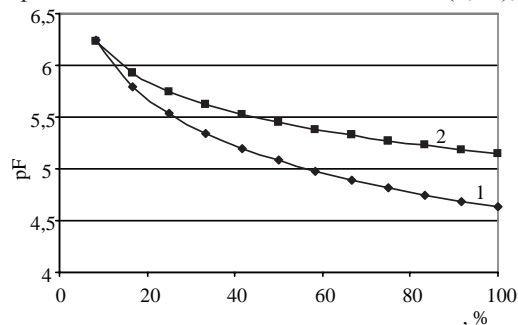
зитивної і негативної (за абсолютною величиною) компонент виразу (17) від вологості ґрунту.

Наведений приклад дозволяє зробити ряд висновків:

1. Електрохімічна складова істотно знижує значення осмотичного тиску порівняно з випадком розчинення електронейтральних часток (від 30 % за 100%-вої вологості до 75 % за 17%-вої).

2. Розчин при значенні 8 % від повної вологоємності припиняє існування як такий (рис. 1). Відбувається утворення нової фази.

3. Максимальне значення рF, яке розвивається в ґрунтовому розчині, досягається при 20–25 % від повної вологоємності (5,33),

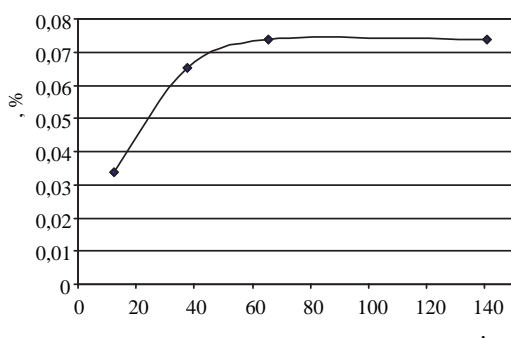


**Рис. 2. Залежність рF складових компонент осмотичного тиску від вологості ґрунту: 1 – негативна поправка на електричну взаємодію заряджених іонів (за абсолютною величиною); 2 – позитивна компонента**

що відповідає всисній силі, за класифікацією Корнфілда, в інтервалі значень вологості розриву капілярних (ВРК) зв'язків. Якщо врахувати, що вологість розриву капілярних зв'язків відповідає 60–70 % від найменшої польової вологоємності (НВ), яка становить 50 % від повної вологоємності (ПВ), то отримані нами оцінки для 20–25 % від ПВ цілком задовільні. Подальший приріст всисної сили в ґрунті, у разі зниження вологості до значень вологості стійкого в'янення ( $pF$  6,0–6,2) і тим більше до значень максимальної гігроскопічної вологи ( $pF$  6,5–9,0), безумовно відбувається тільки за рахунок матричного потенціалу ґрунту. У цьому переконуємося (рис. 1), коли зі зниженням вологості до 20 % від ПВ змінюється фазовий стан води, що у свою чергу пов'язано з проявом матричної взаємодії на поверхнях розділу складових твердої фази ґрунту і органо-мінеральних комплексів.

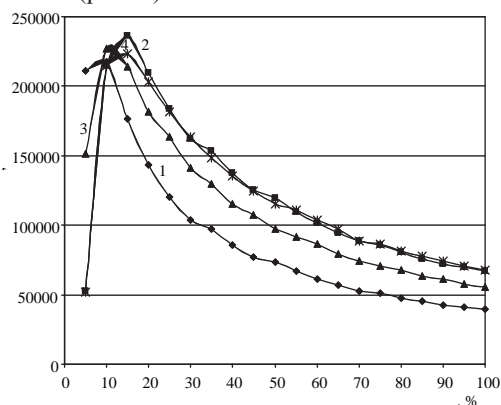
Спираючись на викладене щодо математичних модельних уявлень, проведено порівняльний аналіз ґрунтових розрізів і еталонної ґрунтової структури. Оскільки об'єм інформації щодо порівняльного аналізу формування осмотичної компоненти у відповідних горизонтах еталонного розрізу та модельних систем надмірно великий, детальне обговорення наведено тільки для модельного розрізу – на насипці суглинків. Порівняльні значення осмотичного тиску в інших модельних системах представлено у висновках.

**Еталонний ґрунтовий розріз (староорні землі).** Значення сухого залишку у відсотко-



**Рис. 3. Залежність відсоткового співвідношення сухого залишку водного витягу від глибини горизонту еталонного розрізу.**

вому вираженні залежно від глибини відповідного горизонту не перевищують 0,075 %, що свідчить про відсутність засолення (рис. 3). Водночас у верхньому горизонті спостерігається тенденція до хлоридно-сульфатного засолення, порогова величина слабкої міри якого починається з 0,05 %, що в цілому вище отриманих значень (0,03 %). У нижніх горизонтах спостерігається тенденція до хлоридно-содового типу, порогова величина слабого рівня засолення починається з 0,1 %, що також вище спостережуваних величин (0,07 %) – таблиця. Отримані розрахункові значення всисної сили, сформованої осмотичною компонентою розчинних у ґрунтовому розчині аніонів і катіонів водної витяжки еталонного розрізу (на 100 г ґрунту), узяті за основу порівняльного аналізу модельних систем (рис. 4).



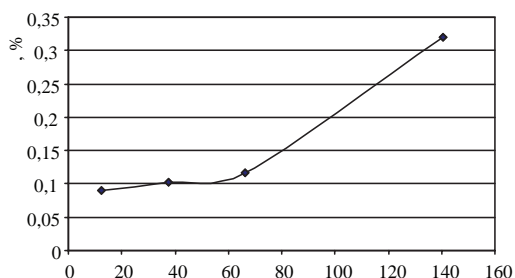
**Рис. 4. Залежність осмотичного тиску від вологості в горизонтах еталонного розрізу: 1 – 0–25 см; 2 – 25–50 см; 3 – 50–80 см; 4 – 80–200 см**

**Модельний розріз на насипці лесоподібних суглинків.** У таблиці наведено результати аналізу водних витяжок проб ґрунту, відібраних у горизонтах, просторово-сумісних з горизонтами еталонного розрізу: 0–25; 25–50; 50–80; 80–200 см. Значення, інтегровані в той або інший розріз, отримано усереднюванням результатів вимірів тих проб ґрунту, які були відібрані у відповідному горизонті.

У верхньому горизонті 0–25 см відзначається тенденція сульфатно-содового засолення, яке нижче за значення слабого засолення (0,09 %) – рис. 5. У другому і третьому гори-

Результати аналізу водної витяжки технозему на 100 г ґрунту

Горизонт відбору, см	Шпарува- тість, %	Сухий за- лишок, %	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>		Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>		Ca <sup>2+</sup>		Mg <sup>2+</sup>		Na <sup>+</sup>		K <sup>+</sup>		
			моль- екв.	%		моль- екв.	%	моль- екв.	%	моль- екв.	%	моль- екв.	%	моль- екв.	%	
<b>Еталонний розріз</b>																
0-12	35	0,034	0,20	0,012	0,15	0,005	0,12	0,006	0,25	0,005	0,12	0,001	0,08	0,002	0,01	0,001
12-37	34	0,065	0,60	0,037	0,15	0,005	0,09	0,004	0,50	0,010	0,25	0,003	0,08	0,002	0,01	0,000
37-66	50	0,073	0,65	0,040	0,20	0,007	0,12	0,006	0,50	0,010	0,38	0,005	0,08	0,002	0,01	0,000
66-140	40	0,074	0,65	0,040	0,15	0,005	0,16	0,008	0,50	0,010	0,38	0,005	0,07	0,002	0,01	0,000
<b>Модельний розріз на червоно-бурих глинах</b>																
0-25	43	0,065	0,51	0,031	0,19	0,007	0,17	0,008	0,48	0,009	0,25	0,003	0,08	0,002	0,040	0,001
25-50	44	0,066	0,52	0,032	0,15	0,005	0,18	0,009	0,47	0,009	0,25	0,003	0,10	0,002	0,018	0,001
50-80	42	0,069	0,53	0,032	0,16	0,006	0,22	0,010	0,45	0,009	0,27	0,003	0,18	0,004	0,011	0,001
80-200	41	0,110	0,57	0,035	0,19	0,007	0,69	0,033	0,53	0,011	0,32	0,004	0,58	0,013	0,010	0,001
<b>Модельний розріз на сіро-зелених глинах</b>																
0-25	34	0,16	0,54	0,033	0,18	0,006	1,57	0,075	1,30	0,026	0,78	0,009	0,09	0,021	0,12	0,004
25-50	44	0,30	0,48	0,029	0,20	0,007	3,70	0,177	2,59	0,051	1,54	0,019	0,16	0,004	0,09	0,003
50-80	42	0,40	0,45	0,018	0,24	0,009	5,22	0,251	3,27	0,065	2,15	0,026	0,39	0,009	0,10	0,004
80-200	44	0,90	0,35	0,020	0,30	0,010	12,38	0,594	6,88	0,142	4,62	0,065	1,42	0,035	0,11	0,004
<b>Модельний розріз на лесоподібних суглинках</b>																
0-25	53	0,090	0,62	0,038	0,20	0,007	0,36	0,017	0,65	0,013	0,28	0,003	0,09	0,002	0,16	0,006
25-50	51	0,103	0,61	0,037	0,23	0,008	0,51	0,024	0,71	0,014	0,37	0,004	0,12	0,003	0,15	0,006
50-80	44	0,117	0,59	0,035	0,27	0,009	0,78	0,037	0,90	0,018	0,39	0,005	0,21	0,005	0,14	0,006
80-200	43	0,321	0,55	0,034	0,40	0,014	3,47	0,167	1,44	0,029	0,67	0,081	2,47	0,05	0,11	0,004
<b>Модельний розріз на педоземів</b>																
0-25	41	0,067	0,53	0,033	0,16	0,006	0,20	0,010	0,47	0,009	0,28	0,003	0,09	0,002	0,05	0,002
25-50	33	0,091	0,49	0,030	0,26	0,009	0,46	0,022	0,59	0,012	0,45	0,005	0,14	0,003	0,02	0,001
50-80	32	0,134	0,48	0,029	0,42	0,015	1,06	0,051	0,65	0,013	0,60	0,007	0,69	0,010	0,02	0,001
80-200	37	0,270	0,46	0,028	0,90	0,032	2,69	0,120	1,05	0,021	1,00	0,012	1,97	0,045	0,02	0,001
<b>Модельний розріз педозему на тіцаному прошарку</b>																
0-25	31	0,07	0,56	0,034	0,14	0,005	0,28	0,013	0,55	0,011	0,28	0,003	0,10	0,002	0,05	0,001
25-50	36	0,08	0,54	0,033	0,14	0,005	0,35	0,017	0,57	0,011	0,31	0,004	0,13	0,003	0,02	0,001
50-80	42	0,11	0,54	0,033	0,13	0,005	0,805	0,038	0,63	0,013	0,48	0,006	0,35	0,008	0,01	0,001
80-200	31	0,19	0,53	0,032	0,10	0,004	2,05	0,098	0,88	0,018	0,91	0,011	0,88	0,020	0,01	0,001

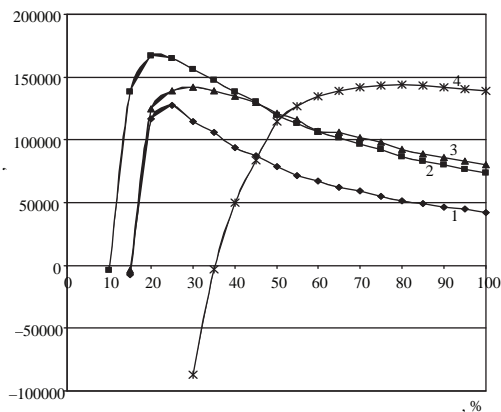


**Рис. 5. Залежність відсоткового співвідношення сухого залишку водної витяжки від глибини горизонту розрізу на лесоподібних суглинках**

зонтах відмічено хлоридно-содове засолення слабкого рівня (0,10–0,12 %). У горизонті 80–200 см спостерігається сульфатне засолення слабкого рівня (0,32 %).

На рис. 6 представлена залежність значень осмотичного тиску, який формується в ґрунтовому розчині відповідних горизонтів модельного розрізу лесоподібних суглинків, від вологості. Відзначаються відмінності порівняно з еталонним розрізом, особливо в нижніх горизонтах.

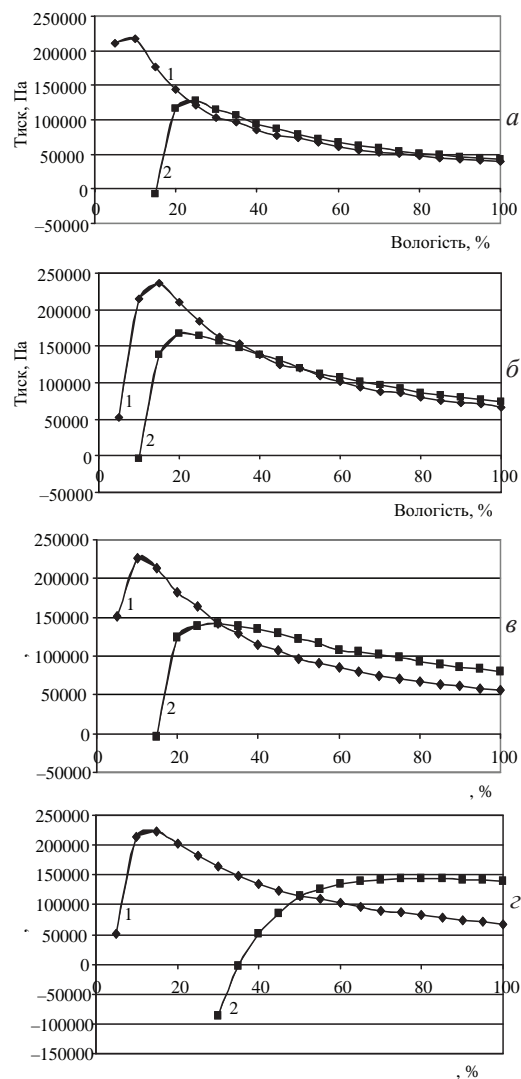
Значення осмотичного тиску, що формується в ґрунтовому розчині верхніх горизонтів лесоподібних суглинків, близькі до значень еталонного розчину, особливо в області достатньої вологості (50–100 %) – рис. 7. Це підтверджує деяку схожість ґрунтових роз-



**Рис. 6. Залежність осмотичного тиску від вологості у горизонтах розрізу на лесоподібних суглинках: 1 – 0–25 см; 2 – 25–50 см; 3 – 50–80 см; 4 – 80–200 см**

чинів як термодинамічних систем.

У горизонті 50–80 см вологість не нижче 40 % від повної вологоємності, значення осмотичного тиску також близькі – відмінності складають не більше 40 %. Того ж часу спостерігаються відмінності в області з низьким відсотковим вмістом води. Зміни у фазовому стані розчинника зареєстровані



**Рис. 7. Залежність осмотичного тиску від вологості по горизонталях: а – 0–25 см; б – 25–50 см; в – 50–80 см; г – 80–200 см; 1 – еталонний розріз; 2 – розріз на лесоподібних суглинках**



значно раніше, ніж в еталонному середовищі, при значеннях 15 % від ПВ порівняно з 8 % для еталонної системи. У засоленому нижньому горизонті 80–200 см відмінності стають значнішими і складають близько 100 %, в області вологості – понад 40 % від ПВ. Зміни фізичних властивостей розчинника настають при значеннях 35 % від ПВ.

**Моделльний розріз на насипці з червоно-бурих глин.** У верхньому горизонті проявляється тенденція хлоридно-содового засолення, але в значеннях 0,07 %, що нижче за значення граничної величини слабого рівня засолення, приблизно 0,10–0,15 %. У горизонтах 25–50 і 50–80 см реєструється тенденція содового засолення, але в значеннях також нижче відповідних величин слабого рівня засолення – 0,10–0,15 %. Горизонт 80–200 см характеризується слабким рівнем хлоридно-сульфатного засолення (0,11 %). Порівняння осмотичного тиску, сформованого у відповідних горизонтах цієї модельної системи, дає можливість зробити висновок: такі значення перевершують аналогічні величини в ґрунті еталонного розрізу на глибині 0–25 см – на 30–40 %; 25–50 см – 10–15 %; 50–80 см – 5–10 %; 80–200 см – 20–40 %. Ця обставина, безумовно, відбивається на водному балансі вегетуючих рослин, оскільки рослинам на червоно-бурих глинах доводиться долати додаткову різницю осмотичного тиску.

**Моделльний розріз на насипці сіро-зелених глин.** Горизонт 0–25 см відзначається слабким рівнем сульфатно-хлоридного засолення (0,16 %); у другому і третьому горизонтах – середній рівень, а в горизонті 80–200 см надто сильний рівень сульфатного засолення ( $>0,5$ ). Порівняння осмотичного тиску у відповідних горизонтах еталонного розрізу і розрізу на сіро-зелених глинах свідчить про те, що для горизонту 0–25 см перевищення осмосу в сіро-зелених глинах змінюється від 70 до 130 %; для горизонту 25–50 см – від 70 до 180 %; для горизонту 50–80 см від 100 до 310 %; для нижнього горизонту 80–200 см – від 100 до 390 %. Отже, зробимо висновок: вегетація рослинних організмів літоземів на основі сіро-зелених глин вельми ускладнена, що вимагає підбору асортименту з ксерофітних видів.

**Моделльний розріз на педоземі.** Тенденція содово-хлоридного засолення, яке нижче за слабкий рівень засолення, характеризує горизонт 0–25 см. Така сама ситуація простежується і в горизонті 25–50 см. У третьому горизонті відзначається сульфатно-содове засолення слабого рівня (0,1 %). Сульфатне засолення середнього рівня (0,25 %) у четвертому горизонті. Осмотичний тиск верхнього горизонту в насипних чорноземах вище на 20–35 %, ніж на еталонній системі. Другий горизонт характеризується практичним збігом порівнюваних кривих аж до 25 % від ПВ. Відмінності виражені для нижчого вмісту вологи і пов'язані з трансформацією самого фазового стану води в розчині.

У горизонті 50–80 см трансформації відбуваються вже при 30 % від ПВ. Сама величина осмотичного тиску зростає на 70–100 % порівняно з показником еталонної системи. У нижньому горизонті ці відмінності набувають ще більше вираженого характеру і значення осмотичного тиску зростають на 120–150 %.

Зробимо висновок: навіть з використанням чорноземних ґрунтів, аналогічних верхнім, найбільш родючим, горизонтам еталонної системи, при формуванні штучного педозему відбуваються істотні зміни в ґрунтовому розчині. Простим механічним відсіпанням чорнозему не вдається відтворити систему, сформовану природою.

**Моделльний розріз на педоземі з піщаним прошарком.** Ця модельна система відрізняється від попередньої насипним шаром чорнозему 50 см, який наносили на прошарки піску. У верхніх горизонтах помітна тенденція до содового засолення, значення якого не перевищують нижньої межі (0,07 %) нижче 0,1 %. Глибше, в підстилаючих глинах, засолення набуває хлоридно-содового характеру і досягає значень середнього рівня засолення (0,15–0,30 %).

У верхньому горизонті 0–25 см осмотичний тиск вище на 40–75 %, ніж в еталонній системі. Другий горизонт характеризується майже повним збігом порівнюваних кривих, що є повторенням ситуації в такому горизонті попереднього розрізу педозему. Відмінності також виражені в трансформації фазо-

вого стану води за вологості менше 25 % від ПВ. У нижніх горизонтах 50–80 і 80–200 см порівняльна характеристика показує схожу ситуацію з нижніми горизонтами педозему: якісні зміни стану води в розчині починаються з 30 % від ПВ, осмотичний тиск зростає на 30–50 %. Це дещо нижче, ніж в попередньому розрізі педозему. По отриманих результатах

зробимо висновок: у кількісному і якісному відношенні дані педоземи схожі між собою, незважаючи на те, що в останньому випадку підстиляючим горизонтом були глини. Отже, визначальним чинником у формуванні інтегрального хімічного потенціалу ґрунтових розчинів є порушеність ґрунтового покриву.

### Висновки

Отримані результати порівняльного аналізу модельних розрізів з еталонним профілем дають можливість зробити деякі узагальнення.

Двовалентні іони  $SO_4^{2-}$ ,  $Ca^{2+}$  і  $Mg^{2+}$  чинять надміру значний вплив на формування осмотичного тиску ґрунтового розчину в бік його зниження. При цьому валентність заряджених іонів підноситься до 2-го ступеня і далі до ступеня 3/2. Ця обставина робить надто чутливим значення сумарного потенціалу Гіббса, а разом з ним і осмотичного тиску, навіть до незначних коливань вмісту двовалентних іонів у розчині.

Саме цей чинник і визначає двовалент-

ні іони  $SO_4^{2-}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  як нетоксичні, а гіпсування – як спосіб зниження токсичного для рослин впливу надлишку натрію, хлору,  $HCO_3^-$  і в деяких випадках калію. У цілому, безумовно, існує певний інтервал оптимальних концентрацій цих іонів і вологості ґрунту.

Нарешті, досконале знання складу і характеристик ґрунтового розчину дозволяє впливати на родючість ґрунту чи ґрунтосумішей в умовах сільськогосподарського виробництва, надавати науково обґрунтовані рекомендації щодо покращення якісної характеристики ґрунтів, розробляти заходи зі захисту їх та складних техноecosystem.

### Бібліографія

1. Вернадский В.И. Биосфера и ноосфера / Вернадский В.И. – М., 1989. – 568 с.
2. Орлов Д.С. Химия почв / Орлов Д.С. – М. : Изд-во МГУ, 1985. – 376 с.
3. Орлов Д.С. Химия почв / Орлов Д.С., Седебанико Л.К., Суханова Н.И. – М. : Высшая школа, 2005. – 558 с.
4. Ландау Л.Д. Статистическая физика / Л.Д. Ландау, Е.М. Лифшиц. – М. : Физматлит, 2002. – 615 с. – (Серия “Теоритическая физика”. – Т.V).
5. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – [Изд. 2-е, перераб. и доп.]. – М. : Колос, 1975. – 496 с.

Рецензент – доктор сільськогосподарських наук, професор **О.П. Якупін**