

Egyszerűsített modell a talaj oldható sói kilúgzódásának és felhalmozódásának közelítő számítására

FILEP GYÖRGY

*Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet,
Debrecen*

A talaj oldható sótartalmában — az öntözővíz vagy a természetes csapadék hatására — bekövetkezett mennyiségi változások, a sók mozgása az áramló vízzel (ill. a talaj száradásával együttjáró koncentráció változások) jelentős szerepet játszanak a talaj kémiai tulajdonságainak alakulásában, de hatással vannak a tápanyagok, javítóanyagok érvényesülésére is.

A sófelhalmozódás vagy kilúgzódás elméleti, s gyakorlati vizsgálatával számos laboratóriumi és szabadföldi kísérlet, megfigyelés foglalkozik [1, 2, 3, 6, 7, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19].

KOVDA [14] és DARAB [3, 4, 5] a természetes viszonyok között bekövetkezett sóváltozásokat, a talaj sómérlegének alakulását tanulmányozták. A megfigyelés kezdetén és végén mért sókoncentráció, valamint a talajra vitt sómennyiség figyelembevételével DARAB [2] összefüggést állított fel a különböző faktorok eredőjeként jelentkező sóforgalom számszerű kifejezésére. BALBA [1] lényegében hasonló formulával adja meg a talajoszlopból eltávozott (kilúgzott) sók összes mennyiségét. Az elméleti jellegű munkák az oldható sók mozgását meghatározó néhány tényező szerepére és a sók mélységszerinti eloszlásának törvényszerűségeire vonatkozóan szolgáltatnak értékes adatokat.

A GARDNER és BROOKS [12], valamint a NIELSEN és BIGGAR [16] által kidolgozott modellek elsősorban az influens és a talajoldat keveredését vették figyelembe. A számítások jó egyezést mutattak a sós talajoszlopok öntözősekor kapott kísérleti eredményekkel. A számításhoz szükséges adatokat azonban a módszereknél is csak az öntözés befejezése után végzett mérésekből szerezhetjük, s nem lehet előre megjósolni az öntözés eredményeként várható változásokat.

VAN DER MOLEN [19], majd DYER [7] a Glueckauf-féle kromatográfiai elméletet alkalmazták nem adszorbeálódó sók kilúgzási görbéinek leírására. BRESLER [2] a talajoldat koncentrációváltozását, valamint az oldott anyagok és az áramló víz egyidejű mozgását vette alapul az öntözés utáni sóprofil számításánál. Modellje a következő feltételezéseken alapul: 1. A sók tiszta növekedése egy adott talajrétegben az influenssel bevitt sók és a drénnvizzel eltávozott sók különbségéből adódik. 2. A drénnvíz sókoncentrációja egyenlő a vizsgált réteg öntözés előtti és utáni sókoncentrációjának aritmetikai középértékével. Utóbbi modellek [2, 7, 19] lehetővé teszik az öntözés után várható állapot megközelítését.

Bár az oldott sók mozgását a talajban — a víz áramlásán kívül — számos más tényező (mint pl. az áramlási sebesség, az iondiffúzió, az ionkicserélődés, az ionkizárás — sószűrés, stb. is) befolyásolja [2, 6, 16], közelítő számításoknál elegendőnek látszik csupán néhány fontosabb folyamat (mint a sóoldatok keveredése, a sók együttes mozgása a vízzel, s az oldatok hígulásának, töményedésének) figyelembevétele. A probléma kvantitatív megközelítéséhez egy könnyen áttekinthető, egyszerű modell szükséges, mely említett szerepén túlmenően, további összefüggések vizsgálatához is alapul szolgálhat.

Az alábbiakban megkíséreljük az öntözővízzel (vagy a természetes csapadékkal) felhígított talajoldat koncentrációváltozásait jellemezni, s a kapott egyenletek alkalmazhatóságát kísérleti adatokkal összehasonlítva értékelni.

Elmélet

Ha oldott sókat tartalmazó porózus rendszeren valamilyen oldat (p.l. öntözővíz, talajvíz) áramlik át — amennyiben adszorpció nem történik — az oszlop sótartalmának változása egyenlő a rávitt és az eltávozott sómennyiség különbségével. Sok esetben módosítja az egyenlőséget a szilárd fázisból oldatba jutó (+), illetve az oldatból kicsapódott (–) kevéssé oldható sók mennyisége.

Legyen:

- C = az öntözővíz sókoncentrációja, mgeé/l
- V = az öntözővíz térfogata, liter
- C^0 = a talajoldat eredeti átlagos sókoncentrációja, mgeé/l
- V^0 = a talajoldat öntözés előtti térfogata, adott (N) nedvességtartalomnál, liter (az ismert térfogatú vizsgált talajrétegben)
- c = az öntözővízből és a talajoldatból oldhatatlan sók formájában kicsapódott, vagy a talaj szilárd halmazállapotú vegyületeiből feloldódott sók koncentrációja, mgeé/l
- C^{01} = a talajoldat átlagos sókoncentrációja öntözés után, mgeé/l
- V^{01} = a talajoldat térfogata öntözés után, liter (a vizsgált rétegben)
- C_d = a réteget elhagyó sóoldat (drénavíz) átlagos sókoncentrációja, mgeé/l
- V_d = a drénavíz térfogata, liter.

Az anyagmegmaradás elvének figyelembevételével felírható, hogy

$$C^{01} \cdot V^{01} - C^0 \cdot V^0 = C \cdot V - C_d \cdot V_d \pm c \cdot (V + V^0), \text{ vagyis}$$

$$C \cdot V + C^0 \cdot V^0 \pm c \cdot (V + V^0) = C^{01} \cdot V^{01} + C_d \cdot V_d \quad 1.$$

A talaj nedvességszázalékának ($N\%$) és természetes vízkapacitásának ($VK\%$) ismeretében, az eredeti nedvességtartalmú (V^0), illetve a vízkapacitásig telített réteg folyadékfázisának térfogata (VK) egyszerűen számítható, mivel

$$V^0 = \frac{N\% \cdot V_t}{100} \text{ és } VK = \frac{VK\% \cdot V_t}{100} = V^0 \cdot \frac{VK\%}{N\%}, \text{ ahol}$$

- $N\%$ = a talaj nedvességtartalma térfogatszázalékban
- V_t = a vizsgált talajréteg térfogata, liter
- $VK\%$ = a talaj természetes vízkapacitása térfogatszázalékban
- VK = a réteg talajjoldatának térfogata (literben) a természetes vízkapacitásnak megfelelő nedvességtartalomnál.

Az 1. egyenletben szereplő C^{01} -et ki lehet fejezni a sós öntözővizek hígítás utáni koncentrációjának számítására általunk javasolt [8, 9, 10, 11] hígítási formula felhasználásával. Eszerint két eltérő sótartalmú és térfogatú komponens keveredésével létrejött C^{01} átlagos koncentráció a

$$C^{01} = \frac{C^0 + \frac{V}{V^0} \cdot C}{\frac{V}{V^0} + 1} \quad 2.$$

összefüggésből adódik, ahol

$V/V^0 + 1 = n =$ a hígítási faktor.

A 2. kifejezés (a számláló és nevező V^0 -al történő beszorzása után) a következő alakban is írható:

$$C^{01} = \frac{C^0 \cdot V^0 + C \cdot V}{V^0 + V} \quad 3.$$

A 3. egyenlet egy (a szántóföldi vízkapacitásnál kisebb kezdeti nedvességtartalmú) réteg öntözés utáni átlagos sókoncentrációját adja.

Ha viszont vízkapacitásig telített (C^0 oldott sókoncentrációjú) talajrétegre a talajjoldattal pontosan megegyező térfogatú további öntözővíz adag kerül, vagyis $VK = V_0 = V$, de a $C^0 \neq C$; a 3. kifejezés szerint

$$C^{01} = \frac{C^0 + C}{2} \quad 4.$$

azaz, amennyiben a keveredés tökéletes, az átlagos sótartalmat a komponensek koncentrációjának számtani középértéke adja.

Bármely öntözött talajréteg által visszatartott nedvesség térfogata egyenlő a réteg természetes vízkapacitásával, azaz $V^{01} = VK$, s ez kifejezhető mint a talaj kezdeti nedvességtartalmának és nedvességhiányának összege:

$$V^{01} = VK = V^0 + H.$$

(Ebben $H = VK - V^0 =$ a meghatározott kezdeti nedvességtartalmú talajréteg vízkapacitásig történő telítéséhez szükséges vízmennyiség). Amikor az öntözővíz (vagy természetes csapadék) térfogata nagyobb, mint a talajréteg nedvességhiánya (H), a víztöbblet a következő rétegbe áramlik.

A drénvíz térfogata (V_d) tehát

$$V_d = V - H \quad 5.$$

Fentiek alapján — figyelmen kívül hagyva a sók egy részének esetleges kiválását, vagy feloldódását — az 1., 3. és 5. egyenlet összevonásával a

$$C \cdot V + C^0 \cdot V^0 = \frac{C \cdot V + C^0 \cdot V^0}{V + V^0} \cdot VK + C_d \cdot (V - H) \quad 6.$$

kifejezéshez jutunk, melynek feltétele az, hogy $V + V^0 > VK$.

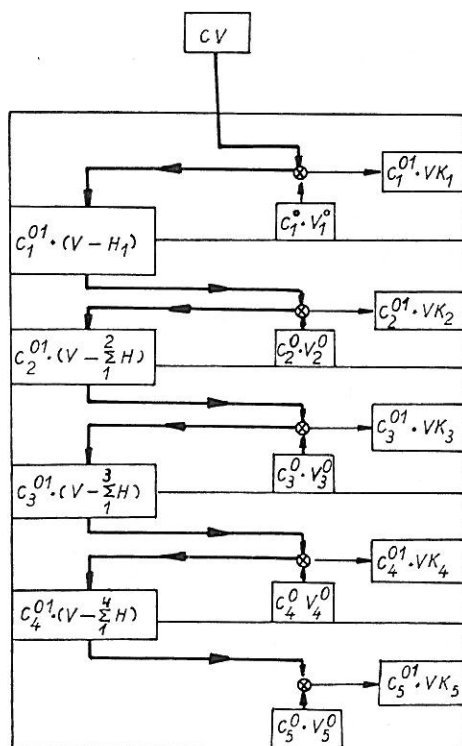
Tekintettel arra, hogy adott talaj sóeloszlását — öntözési viszonyok között — főként az öntözővíz, a természetes csapadék, másrészt az evapotranspiráció okozta száradás (s helyenként a talajvíz) együttes hatása befolyásolja, a modell alkalmazásánál elsősorban e tényezőket igyekeztünk figyelembe venni.

Ha a tanulmányozott talajt meghatározott (m) számú rétegből felépített rendszernek tekintjük, s feltételezzük, hogy a lefelé áramló nedvesség mindegyik szegmensben tökéletesen keveredik a talajoldattal, a 6. egyenlet alapján kiszámítható a sóeloszlási görbe.

a) Egy meghatározott vastagságú öntözött talajszelelvény sótartalmában bekövetkezett változásokat sematikusan az 1. ábra mutatja.

Az 5 részre osztott talajoszlop egyes rétegeinek jellemzői:

- a kezdeti sótartalom, valamely ($N\%$) nedvességtartalomnál: $C_1^0 \cdot V_1^0$, $C_2^0 \cdot V_2^0$ stb.
- a vízkapacitás: VK_1 , VK_2 , stb.



1. ábra

A talaj oldható sótartalmának alakulása a talajoldat és az öntözővíz keveredése után

- a rétegenkénti vízhiány: $VK_1 - V^0 = H_1$, $VK_2 - V_2^0 = H_2$, stb.
- a drénvíz (a következő rétegre került oldat) térfogata: $V_{d_1} = (V - H_1)$;
 $V_{d_2} = V - (H_1 + H_2) = V - \sum_1^2 H$, stb.
- a talajoldat első öntözés utáni sókoncentrációja: C_1^{01} , C_2^{01} , stb.

Tételezzük fel, hogy az egyszeri öntözés alkalmával kiadott vízmennyiség az oszlopot éppen telíti, tehát az öntözővíz térfogata egyenlő a rétegek nedvességhiányával: $V = \sum_1^5 H$.

Az öntözővízből a legfelső rétegre $C \cdot V$ sómennyiség jut, mely a $C_1^0 \cdot V_1^0$ sótartalmú talajoldattal keveredve C_1^{01} átlagos sókoncentrációt ad. A rétegben ezen oldatkeverék VK -nyi része, azaz $C_1^{01} \cdot VK_1$ sómennyiség marad s eltávozik $C_1^{01}(V - H_1)$ só. (Így: $C_{d_1} = C_1^{01}$). A következő rétegre tehát $C_1^{01} \cdot (V - H_1)$ só kerül, és így tovább.

Végül az oszlop legalsó részén $V - \sum_1^4 H = H_5$; és további áramlás nincs.

A 6. egyenlet szerint az egyes rétegek anyagmérlege (sómérlege) a következőképpen alakul:

1. réteg: $C \cdot V + C_1^0 \cdot V_1^0 = C_1^{01} \cdot VK_1 + C_1^{01} \cdot (V - H_1)$ 7/1.
2. réteg: $C_1^{01} \cdot (V - H_1) + C_2^0 \cdot V_2^0 = C_2^{01} \cdot (V - \sum_1^2 H) + C_2^{01} \cdot VK_2$ 7/2.
3. réteg: $C_2^{01} \cdot (V - \sum_1^2 H) + C_3^0 \cdot V_3^0 = C_3^{01} \cdot VK_3 + C_3^{01} \cdot (V - \sum_1^3 H)$ 7/3.
4. réteg: $C_3^{01} \cdot (V - \sum_1^3 H) + C_4^0 \cdot V_4^0 = C_4^{01} \cdot VK_4 + C_4^{01} \cdot (V - \sum_1^4 H)$ 7/4.
5. réteg: $C_4^{01} \cdot (V - \sum_1^4 H) + C_5^0 \cdot V_5^0 = C_5^{01} \cdot VK_5$ 7/5.

A rétegek öntözés utáni sótartalmát pedig a 3. alapján a

$$C_1^{01} = \frac{CV + C_1^0 V_1^0}{V + V^0} \quad 8/1.$$

$$C_2^{01} = \frac{C_1^{01}(V - H_1) + C_2^0 \cdot V_2^0}{(V - H_1) + V_2^0} \quad 8/2.$$

$$C_3^{01} = \frac{C_2^{01}(V - \sum_1^2 H) + C_3^0 \cdot V_3^0}{(V - \sum_1^2 H) + V_3^0} \quad 8/3.$$

$$C_4^{01} = \frac{C_3^{01}(V - \sum_1^3 H) + C_4^0 \cdot V_4^0}{(V - \sum_1^3 H) + V_4^0} \quad 8/4.$$

$$C_3^{01} = \frac{C_4^{01}(V - \sum_1^4 H) + C_3^0 \cdot V_3^0}{(V - \sum_1^4 H) + V_3^0} \quad 8/5.$$

képletekkel lehet kiszámítani.

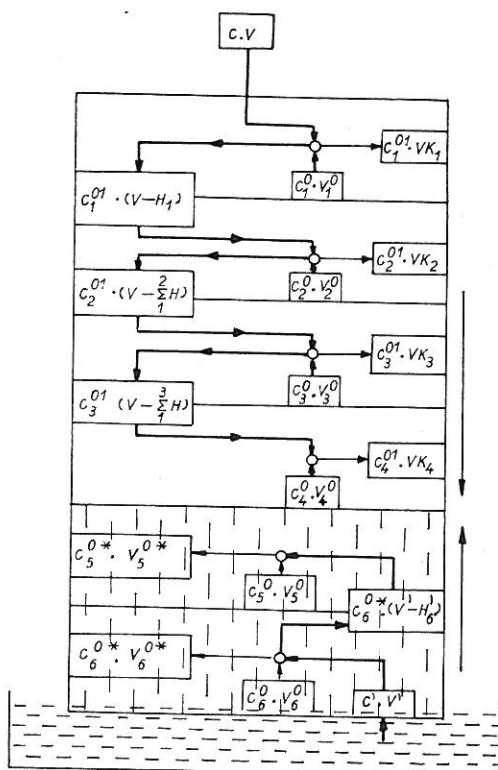
Újabb öntözéskor az öntözővíz, már az előző vízádaggal keveredett (s ennek következtében megváltozott összetételű) talajoldattal lép kölcsönhatásba.

Bármelyik réteg anyagmérélege, többszöri öntözés után, tehát

$$C_{i-1}^{0j}(V - \sum_{i-1}^{m-1} H) + C_i^0 V_i^0 = C_i^{0j} \cdot VK_i + C_i^{0j} \cdot (V - \sum_{i-1}^m H) \quad 9.$$

a szántóföldi vízkapacitásig telített réteg sókoncentrációja pedig

$$C_i^{0j} = \frac{C_{i-1}^{0j} \cdot (V - \sum_{i-1}^{m-1} H) + C_i^0 V_i^0}{(V - \sum_{i-1}^{m-1} H) + V_i^0} \quad 10.$$



2. ábra

Az oldható sók eloszlása a talaj különböző rétegeiben, az öntözővíz és a talajvíz együttes hatására

Az „i” index a különböző rétegek, a „j” index pedig az öntözések számát jelenti ($i = 1, 2, \dots, m; j = 1, 2, \dots, k$).

A rétegek és az öntözések számától függően tehát $m \times k$ lineáris egyenletet kapunk $m \times k$ ismeretlennel. — A legfelső rétegre vonatkozóan „ $i-1$ ” = 0 és „ $m-1$ ” = 0, tehát a 9. egyenlet baloldali első tagja és a 10. ugyanezen indexű tagjai az öntözővíz koncentrációját, ill. térfogatát jelentik.

Amikor — gyakorlatilag oldott sókat nem tartalmazó — csapadék-víz kerül a talajba, a felső réteg sókoncentrációja, a

$$C_1^{01} = \frac{C_1^0 V_1^0}{V_{cs} + V_1^0} = \frac{C_1^0}{n} \quad 11/1.$$

szerint csökken, s a hígítási faktorial fordított arányban változik. (C_{cs} = a csapadék térfogata.) A következő rétegekben

$$C_2^{01} = \frac{C_1^{01}(V_{cs} - H_1) + C_2^0 \cdot V_2^0}{(V_{cs} - H_1) + V_2^0} \quad 11/2.$$

és

$$C_3^{01} = \frac{C_2^{01}(V_{cs} - \sum_1^2 H) + C_3^0 \cdot V_3^0}{(V_{cs} - \sum_1^2 H) + V_3^0} \text{ stb.} \quad 11/3.$$

A nedvességáramlás, s a sóeloszlás természetesen nagymértékben módosul, ha a szelvényben tömött, vizetzáróréteg van.

b) A felszínközeli, vagy az öntözés következtében *megemelkedett talajvízből kapillárisan szállított* sók is jelentősen befolyásolhatják az anyagmérleget. A talaj kezdeti sótartalmának változását ilyen esetekben egyrészt a talaj felszínére került folyadék, másrészt a talajvíz hatása szabja meg (2. ábra).

A felső talajrétegek sókészletének változásait tehát az a) alatt ismertett módon lehet megítélni. A talajvíz kapilláris zónájába eső talajszintek sókoncentrációjának becslésénél pedig a rétegekben eredetileg jelenlevő és a talajvízből származó sómennyiségeket kell számításba venni.

Ha a talajvízhez (ill. a zárt kapilláris zónához) legközelebb eső rétegbe a talajvízből V' térfogatú, s C' koncentrációjú oldat kerül, a talaj eredeti sókoncentrációját C_0^* -ra változtatja, ugyanakkor megváltozik a talajoldat térfogata is. A felemelkedő kapilláris nedvesség a következő rétegekre is a fentiekhez hasonló módon hat. A számításokhoz — a megfelelő jelölések bevezetése után — a fentebb közölt 7. és 8. összefüggéseket lehet használni.

Amennyiben a talajra került víz eléri, ill. áthalad a kapilláris zónán, s a talajvízbe jut, a legalsó talajréteg sótartalmát a lefelé áramló oldat térfogata és összetétele is befolyásolja. Az egyes talajszintek kapilláris nedvesség-hiánya (H'), a talaj nedvességtartalmán kívül, a mechanikai összetételtől, a talaj fizikai és kémiai tulajdonságaitól, s a kérdéses réteg talajvíztől mért távolságától függ.

c) *Öntözés után a talaj nedvességtartalma csökken.* Amennyiben számottevő sókiválás nincs, az oldott sók mennyisége a vizsgált rétegben nem változik, azaz a talajoldat térfogatának és koncentrációjának szorzata állandó ($C \cdot V = \text{konstans}$). Száradáskor a talajoldat C^{01} koncentrációja és VK_1 térfogata

módosul. A térfogat Z -ed részére csökken, a koncentráció pedig Z -szeresére nő, így

$$V^{01'} = VK/Z \text{ és}$$

$$C^{01'} = C^{01} \cdot Z$$

(A $Z = VK/V^{01'}$ = egész, vagy tört szám). Tehát a réteg sótartalma változatlan, mivel $V_1^{01'} \cdot C_1^{01'} = C_1^{01} \cdot V_1^{01}$

Általános esetben

$$C_i^{0j'} \cdot VK_i = C_i^{0j} \cdot \frac{VK_i}{Z_i} \quad 12.$$

melyben

$$C_i^{0j'} = C_i^{0j} \cdot Z_i.$$

Vizsgálati rész

A bemutatott összefüggéseket ismert sótartalmú talajoszlopok öntözése után kapott vizsgálatokkal összehasonlítva is ellenőriztük.

A szokásosan előkészített, 2 mm-es szitán átszitált légszáraz csernozjom-talaj, CaCl_2 oldattal történtő, kezelésével egy mérsékeltén sós (0,46 mgeé/100 g sótartalmú) talajt nyertünk. A nedves talajt egy ideig levegőn szárítottuk, majd amikor a talajmorzsák már nem tapadtak össze, 4,5 cm átmérőjű műanyagcsövekbe töltve, 15 cm magas oszlopokat készítettünk.

A minta egy részletéből ugyanekkor meghatároztuk a talaj öntözés előtti nedvességtartalmát, melynek ismeretében rétegenként ki lehet számítani a V^0 -t. Ezután megállapítottuk a CaCl_2 -al kezelt légszáraz talaj kezdeti sótartalmát. A C^0 -t a mgéé-ben kifejezett sótartalom ($C^0 \cdot V^0$) és a nedvességtérfogat hányadosából kaptuk.

Az oszlopokat ezután különböző töménységű CaCl_2 -oldatokkal vízkapacitásig telítettük, majd öt (3 cm vastagságú) rétegre bontva mértük azok öntözés utáni sótartalmát és nedvességtartalmát (VK).

Mind a használt oldatok, mind a talaj öntözés előtti és utáni sótartalmát, a Cl^- -tartalom meghatározásával ellenőriztük. A vizsgálatokhoz minden esetben 2–5 ml oldatot, ill. 10 g légszáraz talajt használtunk. A talajmin-ták Cl^- -tartalmának kivonását, a vizsgálandó oldat zavarosodásának és elszí-neződésének kiküszöbölése érdekében 0,5 n KNO_3 -oldat több részletével végez-tük, majd a Cl^- -koncentrációt potenciometrikus titrálással mértük, a mintán-ként egyesített szűrletekből.

Kezelések:

I. 0,46 mgeé/100 g só tartalmazó oszlopot 9 mgeé/l koncentrációjú CaCl_2 -oldattal vízkapacitásig telítettünk.

II. A mérsékeltén sós (0,46 mgeé só/100 g sótartalmú) oszlopot nagy (100 mgeé/l) sókoncentrációjú vízzel öntöztük.

A sóoldatokat a talaj vízelnyelő képességének megfelelő intenzitással vittük az oszlopra.

Az öntözésre használt oldatok, valamint a talaj egyes jellemzőit az 1. táblázatban közöljük.

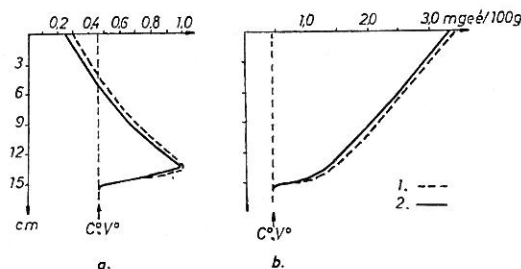
1. táblázat

Az öntözővizek és a talajoszlopok jellemzői

(1) Megnevezése	(2) Jele	(3) Értéke	
		I. kezelés	II. kezelés
a) A talajrétegek oldott sótartalma öntözés előtt	C^0, V^0	0,23	0,23 mgeé
b) A talaj kezdeti nedvességtartalma	$N\%$	17,3	20,5%
c) A talajoldat öntözés előtti térfogata	V^0	0,0082	0,0098 l/réteg
d) A talajoszlop vízkapacitása	VK	0,10	0,099 l/ V_t
e) A talajrétegek vízkapacitása	VK ₁	0,017	0,0195 l/réteg
	VK ₂	0,018	0,0190 l/réteg
	VK ₃	0,019	0,0198 l/réteg
	VK ₄	0,022	0,0202 l/réteg
	VK ₅	0,023	0,0195 l/réteg
f) A talajoszlop térfogata	V_t	2,385	2,385 l
g) Egy-egy talajréteg súlya	g	51,27	51,52 g/réteg
h) Öntözővíz térfogata	V	0,058	0,0506 l
i) Az öntözővíz sótartalma	C	9,0	100 mgeé/l
j) Az öntözővízzel a talajra vitt sók mennyisége	$C.V$	0,52	5,06 mgeé

Az I. kísérletben az öntözővíz sókoncentrációja kisebb volt mint a V^0 nedvességtartalmú talajoldaté ($C < C^0$), a II. kezelésnél pedig $C > C^0$.

A mért, ill. a 9. és 10. összefüggések felhasználásával számított sóeloszlási görbék a 3. ábrán láthatók. Az ábrából kitűnik, hogy mind a $C < C^0$, mindpedig a $C > C^0$ esetben a kísérleti és az elméleti görbék lefutása hasonló. A mérések szerint azonban a sók kilúgzódása (a) — különösen a felső rétegekben — nagyobb mértékű, tényleges felhalmozódásuk (b ábrarész) pedig valamivel kisebb volt, mint az elméleti értékek. Ez — feltételezésünk szerint — részben azzal magyarázható, hogy a talajrétegeken átfolyó oldat egy része a nagyobb átmérőjű összefüggő porushálózaton át gyorsabban halad lefelé,



3. ábra

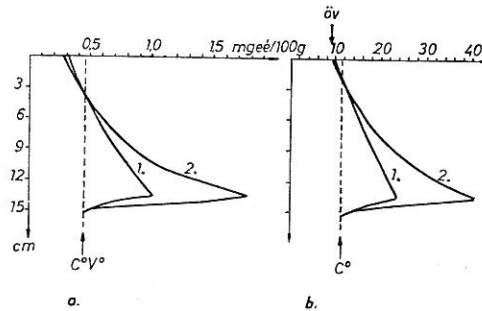
A sógörbe lefutása egyenletes sóeloszlású talajoszlop öntözése után. a) I. Kezelés ($C < C^0$). b) II. Kezelés ($C > C^0$). 1. Számított érték. 2. Mért érték

mint az a folyadékhányad, mely a szűkebb járatokban, vagy a morzsák belsejében mozog. Így az áramló nedvesség keveredése a talajoldattal elsősorban a nagyobb pórusokban megy végbe, a többi helyen a keveredés nem tökéletes.

Fentiekkel összhangban, a mozgékonyabb nedvességhányad és a vele keveredő talajoldatrész térfogataránya sem egyezik meg teljesen a számításnál használt V/V^0 aránnyal, hanem nagyobb annál. (Az eltérés mértéke többek között a pórusok és a talajmorzsák méretétől, a talaj szemcseösszetételétől és kezdeti nedvességtartalmától, s a komponensek sótartalmától, stb. függ.) Ezért az I. kezelésnél a valódi koncentráció értékek jobban megközelítik a kilúgzó víz sótartalmát, mint ahogy az elmélet alapján várható lenne.

A II. esetben pedig a kisebb átmérőjű járatokban mozgó oldatkeverék korlátozott mozgása és az eredeti talajoldat viszonylag kis koncentrációja miatt éppen ellenkező irányú eltérést tapasztalunk.

Az elmondottak részben választ adnak arra a megfigyelésre is, hogy a nagy sótartalmú vízzel kezelt oszlopnál (b) a számított és a mért adatok kö-



4. ábra

Kis sótartalmú vízzel öntözött talaj oldható sóinak mélységszerinti megoszlása az első és második öntözés után (számított érték). 1. Első öntözés. 2. Második öntözés. \bar{v} = az öntözővíz sótartalma mg \bar{v} /l. a) A talaj sókészlete. b) A talajoldat koncentrációja (VK nedvességtartalomnál)

zött valamivel kisebb volt az eltérés, mint a másik kezelésnél. A lassabban mozgó nedvesség oldható anyagainak — a nagyobb pórusokban haladó víz által szállított sókhoz viszonyított — mennyisége, sós vizek alkalmazásakor ugyanis lényegesen kisebb, mint egymáshoz hasonló koncentrációjú, kis sótartalmú öntözővíz és talajoldat keveredésekor. Emellett nagyobb mértékű változásoknál a különböző mellékfolyamatok (pl. a nem tökéletes keveredésből, a sószűrésből, stb. adódó eltérések) módosító hatása kevésbé jelentős.

Mintthogy a modell lehetőséget nyújt a többszöri öntözés után várható sómegoszlás előrejelzésére, a 4. ábrán az I. kezelés első és a második öntözés utáni sógörbéjét és a vízkapacitásig telített talaj folyadékfázisának elméleti sókoncentrációját is feltüntettük. Az ábra mindenekelőtt kifejezésre juttatja, hogy kedvező kilúgzási lehetőségek esetén intenzív anyagmozgásra számíthatunk, mivel a sókészlet jelentős része — az adott kísérleti feltételek mellett — már a második öntözés után az alsó rétegekbe mosódik. Az oszlop tetején viszont a talaj folyadék fázisának koncentrációja már csaknem megegyezik az öntözővízével (b. ábrarész).

A 3. és 4. ábrán bemutatott eredmények tehát azt bizonyítják, hogy a javasolt összefüggések alkalmasak az öntözött talaj oldható sótartalmában történt változások közelítő jellemzésére, ill. előrejelzésére. (Szabadföldi adatok értékelésekor természetesen a jellemzők mértékegységeit megfelelően nagyobb-nak választjuk.)

A modell alkalmazhatóságának megítéléséhez ismételten hangsúlyozni kívánjuk az alábbi egyszerűsítő feltételezéseket: 1. Az oldott sók nem lépnek kölcsönhatásba a talaj szilárd fázisával, s oldódás vagy sókiválás az anyagmérleget nem befolyásolja. 2. A talajoldat a vele érintkező nedvességgel (öntöző- és csapadékvízzel, drénvízzel, talajvízzel) egy-egy rétegben is tökéletesen, egyenletesen keveredik, s a következő szintbe a számítottnak megfelelő összetételű oldat kerül. 3. A hígított talajoldat koncentrációja a hígítási formulával becsülhető annak ellenére, hogy átmenetileg az egyes rétegek nedvességkészlete nagyobb, mint a természetes vízkapacitás.

A számítások további finomításával — úgy véljük — lehetővé válik a folyamatok pontosabb megközelítése és ezáltal közelebb juthatunk a gyakorlatban felmerülő néhány probléma megoldásához is.

Összefoglalás

Öntözött, ill. a természetes csapadék hatásának kitett talajok oldható sótartalmának mélységszerinti eloszlását számítottuk az anyagmegmaradás törvényének, valamint a különböző sótartalmú és térfogatú oldatok keveredését jellemző összefüggés figyelembevételével. Az egyes rétegek anyagmértékének összeállításánál figyelembe vettük: 1. a talajréteg eredeti sókészletét, 2. az öntözővízzel bevitt sómennyiséget és 3. a drénvízzel elvitt sókat. Ha feltételezzük, hogy az oldott sók nem lépnek kölcsönhatásba a talaj szilárd fázisával és sókiválás, ill. oldódás nincsen, s a lefelé áramló nedvesség a (meghatározott számú, egymás fölé helyezett rétegből felépített) talajszelvény mindegyik rétegében tökéletesen keveredik a talajoldattal, a modell segítségével kiszámítható az egyes talajszintek öntözés utáni sótartalma.

A különböző oldatokkal kezelt, ismert kezdeti sótartalmú talajoszlópok kísérleti és elméleti sógörbéinek hasonló lefutása, valamint az egyes rétegekben mért és számított adatok kismértékű eltérései azt mutatják, hogy a levezetett összefüggések alkalmasak a talaj oldható sói kilúgzódásának, ill. az öntözővízből történő sófelhalmozódásnak a jellemzésére. A modell továbbfejlesztés lehetővé teszi a folyamatok pontosabb megközelítését, s elősegítheti egyes gyakorlati problémák megoldását is.

Irodalom

- [1] BALBA, A. M.: A sófelhalmozódás és kilúgzás folyamatainak tanulmányozása modell-kísérletekben. *Agrokémia és Talajtan*. **13**. 25–38. 1964.
- [2] BRESLER, E.: A model for tracing salt distribution in the soil profile and estimating the efficient combination of water quality and quantity under varying field conditions. *Soil Sci.* **104**. 227–233. 1967.
- [3] DARAB, K.: Hazai öntözött talajok sómértéke és sóforgalma. *Agrokémia és Talajtan*. **10**. 305–314. 1961.
- [4] DARAB, K.: Genetikai elvek alkalmazása az Alföld öntözésénél. *OMMI Kiadv. 1. sorozat*. **4**. Budapest. 1962.

- [5] DARAB, K. & FERENCZ, K.: Öntözött területek talajterképezése. OMMI Kiadvány. I. Sorozat **10**. Budapest. 1969.
- [6] DAY, P. R. & FORSYTHE, W. M.: Hydrodynamic dispersion of solutes in the soil moisture stream. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **21**. 477–480. 1957.
- [7] DAYER, L. K.: Unsaturated flow phenomena in Panoche sandy clay loam as indicated by leaching of chloride and nitrate ions. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **29**. 121–126. 1965.
- [8] FILEP, GY.: Öntözővizek minőségi osztályozása kémiai összetételük alapján. Doktori értekezés. Agrártud. Egyetem. Gödöllő. 1959.
- [9] FILEP, GY.: A hígítással történő (fizikai) vízjavításról. OMMI Évkönyve. **5**. 373–380. 1961.
- [10] FILEP, GY.: Öntözővizek kémiai összetételének és talajtani hatásának értékelése. Kand. értekezés. Budapest. 1966.
- [11] FILEP, GY.: Szikes és sós öntözővizek javításának elvi alapjai. *Hidrol. Közl.* **50**. 24–30. 1970.
- [12] GARDNER, W. R. & BROOKS, R. H.: A descriptive theory of leaching. *Soil Sci.* **83**. 295–304. 1957.
- [13] KELLER, J. & ALFARO, J. F.: Effect of water application rate on leaching. *Soil Sci.* **102**. 107–114. 1966.
- [14] KOVDA, V. A.: Prioszhozsdenie i rezsim zasolennüh pocsv. I–II. Izd. AN SSSR. Moszkva. 1946–1947.
- [15] MILLER, R. J., BIGGAR, J. W. & NIELSEN, D. R.: Chloride displacement in Panoche clay loam in relation to water movement and distribution. *Water Resources Res.* **1**. 63–73. 1965.
- [16] NIELSEN, D. R. & BIGGAR, J. W.: Miscible displacement. I. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **25**. 1–5. 1961.
- [17] NIELSEN, D. R. & BIGGAR, J. W.: Miscible displacement. III. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **26**. 216–221. 1962.
- [18] SADLER, L. D. M. et al.: Miscible displacement of soluble salts in reclaiming a salted soil. *Soil. Sci.* **100**. 348–355. 1965.
- [19] VAN DER MOLEN, W. H.: Desalinization of saline soils as a column process. *Soil Sci.* **81**. 19–27. 1956.

Érkezett: 1971. szeptember 15.

Simplified Model for the Approximate Calculation of the Leaching and Accumulation of Soluble Salts of Soils

G. FILEP

National Institute for Agricultural Quality Testing, Debrecen (Hungary)

Summary

Distribution of soluble salts in irrigated and non-irrigated soil profiles was calculated taking into consideration the law of perdurability of matter and the equation describing the mixing of solutions with different volumes and concentrations. Supposing that the water percolating down in the soil profile — constructed from a certain number of layers placed above each other — is perfectly mixed with the soil solution in each layer, the salt profile of the soil after irrigation can be computed by our model elaborated.

Irrespective of the possible precipitation of a certain part of soluble salts or the partial solution of less soluble salts, the salt balance of the uppermost layer of irrigated soils can be described with the following equation:

$$C \cdot V + C_1^0 \cdot V_1^0 = C_1^{01} \cdot VK_1 + Cd_1 \cdot (V - H_1)$$

Supposing that the soil solution is perfectly mixed with irrigation water the concentration of the liquid phase of the soil saturated to field capacity (VK_1) is equal to the concentration of drainage water (Cd_1), percolating to the next layer, that is (under irrigation):

$$C_1^{01} = Cd_1 = \frac{C \cdot V + C_1^0 \cdot V_1^0}{V + V_1^0}$$

The volume of drainage water is equal with the volume (V) of irrigation water minus the amount of water (H_1) necessary for the saturation of soil layer with V_1^0 moisture content to the field capacity.

Consequently, the salt balance of any soil layer can be approached by the following equation:

$$C_{i-1}^{0j} \cdot (V - \sum_{i=1}^{m-1} H) + C_i^0 \cdot V_i^0 = C_i^{0j} \cdot VK_i + C_i^{0j} \cdot (V - \sum_{i=1}^m H)$$

where i = number of layers, j = number of irrigations. ($i = 1, 2, \dots, m$; $j = 1, 2, \dots, k$). In the case of the uppermost layer: $i - 1 = 0$, and $m - 1 = 0$, therefore the first member of the equation's left side refers to irrigation water.

The similar trend of the experimental and theoretical salt distribution curves of soil profiles treated with various solutions, and the low differences between the measured and calculated data for each soil layer indicated that the equation, mentioned above, can be properly used for the characterization of the leaching and accumulation of soluble salts in irrigated soils. The further development of this model will enable to approach these processes more precisely and promote the solution of some practical problems, as well.

Table 1. Characteristics of irrigation waters and soil columns. (1) Type. a) Soluble salt content of soil layers before irrigation. b) Original moisture content of soil. c) Volume of soil solution before irrigation. d) Water holding capacity of the soil column. e) Water holding capacity of the soil layers. f) Bulk volume of soil column. g) Weight of soil layers. h) Volume irrigation water. i) Salt content of irrigation water. j) Amount of salts added by irrigation water. (2) Mark. (3) Values at I. and II. treatments.

Figure 1. Soluble salt content of the soil after mixing the soil solution with irrigation water.

Figure 2. Distribution of soluble salts in the soil profiles under the combined influence of irrigation water and groundwater.

Figure 3. Salt distribution curve after the irrigation of the soil column with even salt distribution. a) Treatment No. I. ($C < C^0$). 1. Calculated value. b) Treatment No. II. ($C > C^0$). 2. Measured value.

Figure 4. Soluble salts' distribution curves in soils irrigated with water of low salt content, after the first and second irrigation, respectively (calculated value). 1. First irrigation. 2. Second irrigation. \bar{v} = salt content of irrigation water, me/l. a) Salt content of the soil. b) Concentration of the soil solution (at field capacity moisture content)

Ein vereinfachtes Modell zur annähernden Berechnung der Auswaschung und Anhäufung der löslichen Salze im Boden

GY. FILEP

Landesinstitut für landwirtschaftliche Qualitätsprüfung, Debrecen (Ungarn)

Zusammenfassung

Die Tiefenverteilung des löslichen Salzgehaltes in bewässerten und in dem natürlichen Niederschlag ausgesetzten Böden wurde mit Hilfe des Gesetzes von der Erhaltung der Masse und der die Mischung von Lösungen mit verschiedenem Salzgehalt und Volumen angehenden Grundgleichungen beschrieben. Wenn angenommen werden kann, dass sich die hinuntersickernde Feuchtigkeit in allen Schichten des (sich aus einer bestimmten Anzahl von übereinander liegenden Schichten bestehenden) Bodenprofils mit der Bodenlösung vollkommen vermischt, kann mit Hilfe dieses Modells der Salzgehalt der einzelnen Bodenhorizonte nach der Bewässerung berechnet werden.

Wenn die partielle Ausscheidung der gelösten Salze, bzw. die partielle Lösung der schwerlöslichen Salze ausser Acht gelassen wird, kann die Massenbilanz für die oberste Schichte des bewässerten Bodens folgendermassen angeschrieben werden:

$$C \cdot V + C_1^0 \cdot V_1^0 = C_1^{01} \cdot VK_1 + Cd_1 \cdot (V - H_1)$$

Da sich — aufgrund der vorhergehenden Annahme — die Bodenlösung mit dem auf den Boden gelangenden Bewässerungswasser vollkommen vermischt, stimmt die Konzentration der flüssigen Phase des bis zur Wasserkapazität (VK_i) gesättigten Bodens mit derjenigen (Cd_i) des aus der Schichte abfließenden (und in die nächste Schichte gelangenden) Dränwassers überein, d. h.

$$C_1^{01} = Cd_1 = \frac{C \cdot V + C_1^0 \cdot V_1^0}{V + V_1^0}$$

Das Volumen des Dränwassers kann aus dem Ausgangsvolumen des Bewässerungswassers (V) und aus der zur Sättigung der Bodenschichte mit einem Feuchtigkeitsgehalt V_1^0 bis zur Wasserkapazität benötigten Wassermenge (H_1), berechnet werden.

Die Massenbilanz jeder einzelnen Schichte kann also folgendermassen geschrieben werden:

$$C_{i-1}^{0j} \cdot (V - \sum_{i=1}^{m-1} H) + C_i^0 \cdot V_i^0 = C_i^{0j} \cdot VK_i + C_i^{0j} \cdot (V - \sum_{i=1}^m H)$$

wo i die Anzahl der Schichten, j aber diejenige der Bewässerungen bedeutet ($i = 1, 2, \dots, m$; $j = 1; 2, \dots, k$). Bei der obersten Schichte ist $i-1 = 0$ und $m-1 = 0$, und so bezieht sich die linke Seite der Gleichung in diesem Falle auf das Bewässerungswasser.

Der gleichartige Ablauf der experimentell bestimmten und der berechneten Salzkurven der mit verschiedenen Lösungen behandelten Bodensäulen mit einer bekannten Ausgangssalzkonzentration, sowie die geringen Abweichungen zwischen den in den einzelnen Schichten gemessenen und den berechneten Daten zeigen, dass die abgeleiteten Gleichungen für die Beschreibung der Auswaschung der löslichen Salze des Bodens, bzw. der Anhäufung der Salze des Bewässerungswassers im Boden geeignet sind. Die Weiterentwicklung des Modells ermöglicht eine genauere Annäherung dieser Vorgänge und kann zur Lösung von praktischen Problemen beitragen.

Tab. 1. Kennwerte der Bewässerungswasser und der Bodensäulen. (1) Benennung. a) Gelöster Salzgehalt der Bodenschichten vor der Bewässerung. b) Ausgangsfeuchtigkeitsgehalt des Bodens. c) Volumen der Bodenlösung vor der Bewässerung. d) Wasserkapazität der Bodensäule. e) Wasserkapazität der Bodenschichten. f) Volumen der Bodensäule. g) Gewicht der einzelnen Bodenschichten. h) Volumen des Bewässerungswassers. i) Salzgehalt des Bewässerungswassers. j) Menge der mit dem Bewässerungswasser in den Boden eingebrachten Salze. (2) Bezeichnung. (3) Werte im Falle der I. und II. Behandlung.

Abb. 1. Gestaltung des löslichen Salzgehaltes im Boden nach der Vermischung des Bewässerungswassers mit der Bodenlösung.

Abb. 2. Verteilung der löslichen Salze in den verschiedenen Schichten des Bodens aufgrund der gemeinsamen Einwirkung vom Bewässerungs- und Grundwasser.

Abb. 3. Ablauf der Salzkurve nach der Bewässerung in einer Bodensäule mit gleichmässiger Verteilung des Salzgehaltes. a) Behandlung I. ($C < C^0$). 1. Berechneter Wert. b) Behandlung II. ($C > C^0$). 2. Gemessener Wert.

Abb. 4. Tiefenverteilung der löslichen Salze im Boden nach der ersten und zweiten Bewässerung mit Wasser von einem geringen Salzgehalt (berechnete Werte). 1. Erste Bewässerung. 2. Zweite Bewässerung. öv. = Salzgehalt des Bewässerungswassers $mval./l$. a) Salzvorrat des Bodens. b) Konzentration der Bodenlösung (bei einem Feuchtigkeitsgehalt VK).

Упрощенная модель для приблизительного расчета выщелачивания и накопления воднорастворимых солей в почве

ДЪ. ФИЛЭП

Государственный институт по контролю за качеством почв и сельскохозяйственных продуктов, Дебрецен (Венгрия)

Резюме

Охарактеризовали распределение по глубине содержания воднорастворимых солей в почвах, испытывающих влияние орошения или атмосферных осадков, принимая во внимание закон сохранения веществ, а также основные зависимости, описывающие смешение растворов различных по содержанию солей и объему.

Если предположить, что влага, просачивающаяся вниз по почвенной колонке (составленной из определенного числа расположенных друг над другом слоев) в каждом слое в полной мере перемешивается с почвенным раствором, с помощью модели можно рассчитать содержание солей в отдельных слоях почвы после проведения орошения.

Если оставить без внимания возможное выпадение одной части растворенных солей или частичное растворение труднорастворимых солей, то баланс веществ для верхнего слоя орошаемых почв можно написать следующим образом:

$$C \cdot V + C_1^0 \cdot V_1^0 = C_1^{01} \cdot VK_1 + C_{d1} \cdot (V - H_1).$$

Поскольку почвенный раствор — по нашему предположению — в совершенстве перемешивается с поливной водой попадающей в почву, концентрация жидкой фазы почвы насыщенной до полной влагоемкости (VK_1) тождественная концентрации дренажной воды, (C_{d1}) стекающей из слоя (попадающей в следующий слой), то-есть, в момент орошения

$$C_1^{01} = C_{d1} = \frac{C \cdot V + C_1^0 \cdot V_1^0}{V + V_1^0}$$

Объем дренажной воды дает действительный объем поливной воды (V) и ту часть воды (H_1), которая необходима для насыщения слоев почвы с влажностью V_1^0 до полевой влагоемкости.

Таким образом, баланс веществ для любого слоя будет:

$$C_{i-1}^{0j} \cdot (V - \sum_{i-1}^{m-1} H) + C_i^0 \cdot V_i^0 = C_i^{0j} \cdot VK_i + C_{di}^{0j} \cdot (V - \sum_{i-1}^m H),$$

где: i — индекс различных слоев, j — число поливов ($i = 1, 2, \dots, m, j = 1, 2, \dots, k$). Для самого верхнего слоя $i - 1 = 0$ и $m - 1 = 0$, т. е. как мы уже говорили, первый член левой части уравнения относится к поливной воде.

Похожие теоретические и полученные опытным путем кривые распределения солей по почвенным колонкам, обработанных различными солевыми растворами, с известным исходным содержанием солей и незначительные расхождения между вычисленными и измеренными данными для отдельных слоев показывают, что выведенные уравнения пригодны для характеристики выщелачивания из почвы воднорастворимых солей или накопления их из поливной воды. Дальнейшее усовершенствование модели даст возможность для точного воспроизводства процессов и поможет при разрешении некоторых практических проблем.

Табл. 1. Характерные показатели для поливных вод и почвенных колонок. (1) Название. а) Содержание воднорастворенных солей в почвенных слоях до полива. б) Исходная влажность почвы. с) Объем почвенного раствора перед орошением. d) Влагоемкость почвенной колонки. e) Влагоемкость почвенных слоев. f) Объем почвенной колонки. g) Вес одного-одного слоя почвы. h) Объем поливной воды. i) Содержание солей в поливной воде. j) Количество солей внесенное в почву с поливной водой. (2) Обозначение. (3) Величины I, II варианта.

Рис. 1. Содержание воднорастворимых солей в почве после перемешивания почвенного раствора и поливной воды.

Рис. 2. Распределение воднорастворимых солей в различных слоях почвы под совместным влиянием поливной и почвенной воды.

Рис. 3. Снижение кривой содержания солей после полива, в почвенной колонке с равномерным распределением солей. а) I. вариант ($C < C^0$). 1. Вычисленная величина. б) II. вариант ($C > C^0$). 2. Измеренная величина.

Рис. 4. Распределение по глубине содержания воднорастворимых солей в почвенной колонке после первого и второго полива водами, содержащими незначительное количество солей (вычисленная величина). 1. Первый полив. 2. Второй полив. $\bar{v} \equiv$ содержание солей в поливной воде в мг. экв./л. а) Запаса солей в почве. б) Концентрация почвенного раствора (влажность при полной влагоемкости).