

## VITARÓVAT

### Kondenzációs folyamatok megfigyelése és mérése homoktalajban

SZÁSZ GÁBOR

Debreceni Agrártudományi Főiskola, Debrecen

Hazánk szárazságra hajló éghajlati adottsága alatt igen fontos a vízháztartás részletes elemzése. Régi tapasztalatra alapozott megállapítás, hogy hazánkban — különösen a lazább talajokon — legfontosabb természetszabályozó időjárási elem a csapadék. Bár megfelelő talajműveléssel és trágyázási eljárásokkal a homoktalaj vízkárosító-képessége bizonyos határig emelhető, azonban különösen száraz időjárási viszonyok uralma esetén kitűnik rossz vízgazdálkodásával.

A felső talajrétegek vízgazdálkodásának vizsgálata során legtöbbször csak a csapadékot szokás figyelembe venni vízforrásként. Kétségtelen, a csapadék mennyiségi arányait tekintve magasan kiemelkedik a más formában kifejezésre jutó *természetes* vízfelvételi lehetőségek között. Ott, ahol a csapadék a növény vízigényéhez mérten kevés, egyéb vízfelvételi lehetőségek is egyre fontosabb szerepet játszanak. A szárazság mérsékelésének egyik közvetett módja abban áll, hogy *elősegítjük a mélyebb talajrétegek vizének a feltalajba jutását*. Ilyen vízbevételt jelenthet a *talajharmat* is, amelynek jelensége már régebben ismert, keletkezési folyamatának kutatása hazánkban is említésre méltó (SZABADOS). A talajban keletkező kondenzációs termék jelentősége abban áll, hogy éppen olyan időszakokban alakul ki nagyobb arányokban, amikor a növény számára e csekély vízmennyiség is jelentéknnyé válhat.

Az agronometriológiai kutatások során tisztázni kell egyrészt a talajban keletkező kondenzációs víz létrejöttének fizikai feltételeit, másrészt pedig az időjárási viszonyoktól függő mennyiségét.

#### A vizsgálatok anyaga és módja

Vizsgálataink abból a célból történtek, hogy a talajban kialakuló belső csapadék keletkezésének feltételeit s annak időbeli alakulását részletesen megismerjük.

A kísérletek a Nyírség délnyugati

peremterületén folytak, amelynek talaja közismerten nagy homoktartalmú. A mérési helyen a talaj loiszapolható tartalma mindössze 5% körüli a felszíni rétegekben, s mintegy 90%-ra tehető a homok aránya. Ez az arány a mélység növekedésével nem változik lényegesen. A talaj típusa: homokon kialakult rozsdabarna erdőtalaj. E talajféleség vízgazdálkodása viszonylag kedvezőtlen, ezt igazolja az is, hogy a Hy értéke mindössze 2,3 körül váltakozik. A rossz vízgazdálkodás eredménye a kedvezőtlen hógazdálkodás. Tekintettel a talaj belső felületének csekélységére, valamint a levegő nagy arányára, a hővezetőképessége általában kicsi ( $0,00223 \text{ geal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ fok}^{-1}$ ), de igen tág határok között ingadozik a talaj vízkészletétől függően. Mivel a talajban lejátszódó kondenzációs folyamatok jelentős mértékben a talaj fizikai állapotától függenek *közvetett módon* — s ebből kifolyólag —, annak hógazdálkodásától, igyekeztünk egyszerű körülmények között elvégezni a vizsgálatokat. Ezért esett a választás a *művelés nélküli talajra*. A kísérleti jellegű mérések 2 éve folynak.

A kísérleti mérések során kiterjedt mikrometeorológiai megfigyeléseket is folytattunk. Elsősorban döntő a szőben forgó jelenség bekövetkezésénél a *talajhőmérséklet* idő és térbeli alakulása. Ezért a felszíntől kiindulva addig a szintig folytattunk hőmérsékleti megfigyeléseket, ameddig a napi hőhullám terjed (kb. 80 cm). A mérések szintje változó volt, de minden esetben legalább 6 mélységben helyeztünk el talajhőmérőket. A megfigyelések ugyan nem történtek folyamatosan, de a mérési napokon minden órában.

A hőmérséklet mérése mellett feltétlenül szükséges volt a *talajnedvesség meghatározása* is. A talajnedvesség mérésére többféle eljárást alkalmaztunk, amelyekkel megbízhatóan ismerhettük meg a talajnedvességben beálló változásokat.

Az általunk alkalmazott berendezések a következők voltak. Az egyik közvetett

meghatározási mód a talaj hővezetőképességének mérésén alapult. A hővezetőképesség a szilárd váz fizikai tulajdonsága mellett a talaj pórusterében jelenlevő víz mennyiségétől függ. Amennyiben a vízkészletben változás áll be, úgy az a talaj hővezetőképességében is kifejezésre jut.

A hővezetőképesség mérésére szolgáló berendezés izzószálas mérési elven alapul, amely szerint adott áramimpulzus esetén az R ellenállásban keletkezett hő annál lassabban vezetődik el a környezetében radiálisan, minél rosszabb annak a hővezetőképessége. Mivel a készülék relatív műszer, előzetesen laboratóriumi úton hitelesítendő [5]. Az 1. ábra a vizsgált talajra vonatkozólag adja meg a hővezetőképesség és a nedvességtartalom közötti összefüggést.

Az ábráról megállapítható, hogy az ismert berendezéssel — különösen az alacsony nedvességi tartományban — nagy pontossággal állapítható meg a talajnedvességben beálló változás.

A nedvességtartalom meghatározásának másik módja a porózus blokkokban történő kapacitásmérés. A gipszblokkos nedvességmérés — főként külföldön — igen elterjedt, azonban közismert annak a pH-tól, valamint a hőmérséklettől való függése. E nehézség elhárítása miatt nem a vezetőképességet, hanem a dielektromos tulajdonságban beálló változást mértük. A mérésre szolgáló készülék egy állandó és egy változó kondenzátorból áll s az utóbbi a mérőkondenzátor. A két kondenzátor sorbakötése feszültségosztást eredményez. A kondenzátorok feszültségforrását egy nagy frekvenciás rezgőkör (2 Mc/s) képezi. A feszültségváltozás erősítés után mutató műszeren olvasható le, sőt regisztrálható.

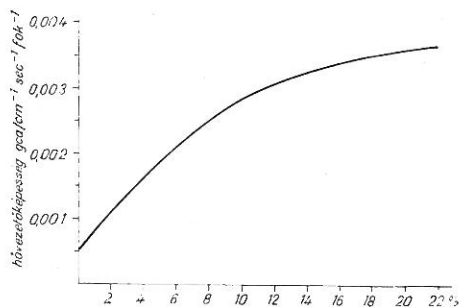
Ma még igen sok vita forog a blokkmódszer körül, mivel a blokk olyan mesterséges anyag, amelynek porozitása eltér a természetes talaj porozitásától. Ennek következtében a blokk nedvességtartalma nem azonos a környezetével. E hibaforrás kiküszöbölése érdekében mérőblokkjainkat nem gipszből, hanem agyag-homok keverékből állítottuk össze. Ez azért is mutatkozik előnyösebbnek a gipszszel szemben, mert anyaga állandó, szerkezete alig változik a többszöri kiszáradás-átnedvesedés után. A szerkezeti viszonylagos állandóság következtében a mérőblokk szívóképessége és higroszkópos vízkapacitása azonos marad. Az utóbbi különösen fontos az esetben, ha a talaj nedvességtartalma higroszkópos vízkapacitásával azonos, vagy hozzá közelálló. A mérőblokkokat a hitelesítő talajjal együtt helyeztük a kívánt mélységbe. E mérőkészülék is különösen az alacsonyabb nedvességtartalom esetén pontosabb mérési eredményt nyújt.

### A talajharmat kutatásainak jelenlegi helyzete

Mielőtt saját eredményeinket ismertetnénk, kitérünk néhány szóban e probléma jelenlegi állására. Bár köztudott a jelenség nagy gyakorisága, azonban keletkezési folyamatáról, valamint napi változásáról alkotott nézetek eltérők.

ZUNKER [cit. 2] a neves talajkutató a 20-as években egyáltalán nem tulajdonított különös jelentőséget a talaj belső csapadékának. HOFMANN, [3] szerint a kondenzáció útján keletkező víz mennyisége energetikai számításai alapján igen csekély; az egy óra alatt keletkezhető vízmennyiség szerinte nem haladja meg a 0,01 mm-t sem. Nyáron is csak megközelítheti, de nem haladhatja meg a 0,1 mm-t. Kiterjedt kutatásokat végzett a belsőcsapadék dinamikájának kiderítésére TRÉNEL [6]. Mérései alapján egy nyári hónapban átlagosan 20—25 mm-t tett ki a talajharmat mennyisége. Ezek a különbségek feltétlenül indokoltá teszik a kérdés alaposabb vizsgálatát. RENTSCHLER és HÖSCHELE [4] a talajnedvesség változásának regisztrálása alapján arra a megállapításra jutott, hogy a kondenzációs folyamat az éjszakai napszak jelensége s mennyisége a felszíntől a mélyebb rétegek felé haladva egyre csökken. Ezzel szemben TRÉNEL nappal is megfigyelt talajharmatot. Hazánkban SZABADOS végzett részletesebb vizsgálatokat a talajharmat keletkezésére vonatkozólag.

A talajharmat keletkezése körül ma még eléggé eltérő nézetek uralkodnak, főként e kérdés elméleti oldalán. Tisztázatlanok a vízgőz mozgásának részletes törvényei porózus közegekben akkor, ha a levegő nincs vízgőzzel telített állapotban, ugyanis ekkor a nedvességi nyomás gradiense mellett fontos szerepet játszik az egy-



1. ábra

A hővezetőképesség és a nedvességtartalom (súly %) kapcsolata homokon kialakult rozsdabarna erdőtalajban

1. táblázat

Egy derült és egy borult napon mért adatok összehasonlítása

Időjárás	Hőmérsékleti ingás C°			Nedvesség gyarapodás %		
	5	10	20	5	10	20
	Mélység cm					
A) Derült, 1964 VII. 31.	18,7	13,3	7,4	+0,5	+0,3	+0,2
B) Borult, 1964 VIII. 13.	9,3	6,4	3,7	+0,3	+0,1	+0,1

idejűleg kialakult hőmérsékleti gradiens is. Ebből kifolyólag éppen a felső talajrétegekben lezajló vízgőzmozgás törvényei bonyolultak. Ha a vízgőz áthelyeződési folyamatait a talajban diffúziós mozgásnak tekintjük, akkor — az általános gáztörvény elfogadása esetén — a konkáv és konvex felületekre vonatkozó telítettségi érték (a vízgőz parciális telítettségi nyomás gradiense), továbbá a diffúziós együttható meghatározásában mutatkozik elvi és gyakorlati nehézség (VAN BAVEL [1]).

Csupán e néhány vizsgálati és elméleti megállapítás egybevetése alapján megállapítható, hogy a talajharmat keletkezésének körülményei valamint a mennyiségi arányok kérdésének eldöntése további vizsgálatokat követel.

A kondenzációs folyamatok mérésének eredményei

A talajnedvesség napi ingadozását a felszíni rétegekben egyrészt a nappali párolgás, másrészt az éjszakai kondenzáció okozza. Vizsgálataink alapján megállapítottuk, hogy a kondenzáció a hőmérsékletesökke-

nés idején jön létre a talaj nedvességtartalmától függően.

A már korábban említett szerzők eredményeivel egybehangzóan megállapítottuk, hogy az éjszakai kondenzáció annál erőteljesebb volt, minél nagyobb fokú volt a lehűlés, illetve minél nagyobb hőmérsékleti gradiensek jöttek létre. Erre utal a 2. ábra is, amely szerint az éjszakai pozitív hőmérsékleti gradiens növekedésével arányosan nagyobbodik a kérdéses talajréteg víztartalma. A legszembetűnőbb jelenség az, hogy a mérési adatok jelentős szóródást mutatnak. Ennek oka abban keresendő, hogy a kondenzáció mértékét több tényező határozza meg s ezek közül a legfontosabbak a következők:

- a) a talajhőmérséklet csökkenésének mértéke,
  - b) a talaj vízkészlete.
- A következőkben az említett szabályozó tényezők függésében vizsgáljuk meg a belső csapadék mennyiségi alakulását.

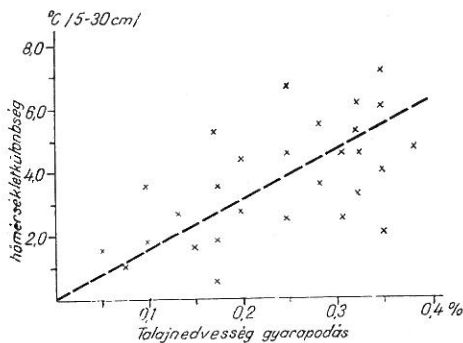
a) A talajhőmérséklet és a belső csapadék közötti kapcsolat

A talajhőmérséklet igen fontos tényező a belső csapadék kialakulásában. A talaj rossz hővezetőképessége következtében — különösen alacsony nedvességtartalom esetén — igen nagy hőmérsékleti különbségek alakulnak ki egyes azonos időpontokban a különböző mélységekben. A nagy különbségek főként sugárzási helyzetekben jönnek létre. Annak ellenére, hogy a hőmérsékleti ingadozás a mélységgel mérséklődik, mégis igen tekintélyes marad.

A különböző mélységekben bekövetkezett ingadozás értékei derült és borult idő esetén:

	5 cm	10 cm	20 cm	50 cm
derült idő:	17,3° C	11,6° C	6,6° C	0,3° C
borult idő:	11,1° C	7,2° C	3,7° C	0,1° C

Mérési adataink szerint derült időben az ingadozás csaknem kétszeresére növekszik a borult időben mért adatokhoz. Mivel a



2. ábra

Éjszakai talajhőmérsékleti gradiens és a nedvességnövekedés közötti kapcsolat homoktalajban

talajhőmérséklet nagyfokú ingadozása egyértelmű a talajlevegő telítettségi nedvességtartalmának erőteljes változásával, illetve a gradiens nagy értékeinek kialakulásával, ezért ez az intenzív diffúziós folyamatok megindulásának válik okozójává. A nagyobb mélységekben az amplitúdócsökkenés már igen tekintélyes, ezért a gradiensek is lényegesen mérsékeltebbek. A mélyebb rétegekben az időjárás jellege erősen tompított formában jut kifejezésre. Igen érdekes és egyben döntő jelentőségű megállapításra ad lehetőséget egy derült és egy borult napon mért éjszakai talajnedvességgyarapodásnak és a napi hőmérsékleti amplitúdónak az összehasonlítására az 1. táblázat.

A bemutatott két szélső helyzet jó példája annak, hogy a napi talajhőmérsékleti ingás és a nedvesség gyarapodás között milyen szoros kapcsolat áll fenn. A további elemzések során korrelációs számításokat végeztünk arra vonatkozólag, hogy különböző mélységekben hogyan alakul a két jelenség kapcsolatának szorossága. A számítások eredményeit a 2. táblázat mutatja.

2. táblázat

**A napi talajhőmérsékleti ingás és a nedvességgyarapodás közötti kapcsolat matematikai-statisztikai értékelése**

Mélység	r	regr. állandó
5 cm	+ 0,618	+ 0,0438
10 cm	0,640	0,0301
20 cm	0,721	0,0263
50 cm	0,785	0,0137

A közölt statisztikai adatok igen fontos jelenségekre hívják fel a figyelmet. Az egyik legfontosabb, hogy a hőmérsékleti ingás és a talajnedvesség éjszakai nagyobbodása között minden vizsgált rétegben szignifikáns összefüggés áll fenn. Fontos azonban megjegyezni, hogy a hőmérsékleti ingás és a nedvességgyarapodás közötti kapcsolat a mélység növekedésével egyre fokozódik. Bár az egymás alatti szintekre vonatkozó korrelációs együtthatók közötti eltérések nem szignifikánsak, azonban a kapcsolat mértékének fokozódási tendenciája mégis igen meggyőző. E jelenség magyarázatára a következők említhetők meg:

A felső talajrétegek levegője — ha nem is erős, de — állandó jellegű cserében áll a külső levegővel s annak nedvességtartalma eltérő, ezért a kondenzációs termék mennyiségében nagyfokú szóródás állhat elő. A talaj és a talajmenti tér légcseréje igen tág

határok között váltakozhat a hőmérsékleti gradiensektől és a szél sebességétől függően. Ezenkívül a felső rétegek olyan nagyfokú kiszáradást szenvedhetnek el, hogy a talaj levegője már vízgőzzel nincs telítve s ekkor a vízgőz mozgásában a hőmérsékleten kívül egyéb tényezők is fontos szerephez jutnak.

A mélyebb rétegekben, ahol a légköri hatások már közvetlenül nem érvényesülhetnek, illetve mérséklődnek, a talajharmat keletkezése rendszeresebb, de lényegesen csekélyebb. Ez az oka annak, hogy a korrelációs együtthatók értéke nagyobb, de a regressziós állandók ezzel szemben kisebbek.

A talajharmat keletkezésének ideje és tartama sem azonos minden talajrétegben. A felszínközeli talajban a levegő nedvességtartalmától és a hőmérsékletcsökkenés sebességétől függően már az éjszakai órákban megindul a képződése s a léghőmérsékleti minimum bekövetkezése után szűnik meg. A felszíni hőmérsékleti minimum beálltánál időpontjától kezdve a talajban a leghidegebb réteg egyre lejjebb süllyed, a hőmérséklet napi hullámának fáziseltolódása arányában. Ez az oka annak, hogy a kondenzáció tartama belenyúlik a késő délelőtti órákba is.

Az említettekben kívül igen fontos kérdés, hogy a különböző értékű napi hőmérsékleti ingás milyen arányú kondenzációt eredményez. A mérési eredmények azt igazolják, hogy az egy fokos hőmérsékletcsökkenésre eső nedvesség gyarapodás (amely igen csekély), a mélységgel egyre csökken. Ennek oka több tényezővel magyarázható. Az egyik magyarázó ok, hogy az alsó rétegekben a nagyobb víztartalom és a nagyobb sűrűség miatt kisebb a levegő térfogataránya, mint a feltalajban, s ezért ennek arányában csökken a kicsapódható vízgőzmennyiség is. A másik ok abban áll, hogy a felszíni rétegek felé két irányból is megindul a diffúzió: egyrészt a légtér felől, amely igen intenzív, másrészt pedig a talaj mélyebb rétegeiből. Az utóbbi igen lassú folyamat a talaj porozitása miatt. Mivel a mélyebb rétegekben a leghidegebb felület felé irányuló diffúzió mindkét oldalon a talajban zajlik le, ezért a keletkezett vízmennyiség is csak csekély lehet.

*b) A talajharmat és a vízkészlet közötti összefüggés*

A vízgőz kicsapódásának mennyiségi arányaiban a talajnedvesség is fontos szerepet játszik. A kondenzációs víz mennyisége és a talaj nedvességtartalma közötti kapcsolat már korántsem olyan egyszerű, mint a hőmérséklet különbség esetében. A talajharmat képződésénél általánosítjuk

a talajlevegő telítettségét, noha ez — mint már korábban említettük — nem áll fenn minden esetben. A felső talajrétegek (0—20 cm) néha olyan nagyfokú kiszáradást szenvednek el, hogy a kondenzációs folyamatok elmaradnak. Ez a nedvességi határ a higroszkóposági vízkapacitás körüli értéknel következik be.

A kérlés egyszerű módon történő tisztázása céljából statisztikai módszereket alkalmaztunk. Ennek során megfigyelési anyagunkat aszerint osztályoztuk, hogy milyen volt a mérés idején a talaj nedvességtartalma. Így a következő csoportokon végezhetünk statisztikai vizsgálatokat: kis, közepes és nagy nedvességtartalom mellett kialakuló talajharmat. A kérdés bonyolultságát igazolja, hogy a különböző nedvességi kategóriákban eltérő a hőmérsékletcsökkenés mértéke és annak jelentősége. Az áttekinthetőség kedvéért a 3. táblázatban az 1° C hőmérséklet csökkenésre eső nedvességgyarapodás átlagos értékét adjuk közre a különböző nedvességi kategóriákra vonatkozólag.

3. táblázat

**Az 1° C hőmérséklet csökkenésre eső nedvességgyarapodás átlagos értéke a különböző nedvességi kategóriákban**

Mélység	Száraz	Közepesen nedves	Nedves
	%		
5 cm	0,021	0,057	0,004
10 cm	0,013	0,032	0,002
20 cm	0,006	0,010	0,001
30 cm	0,004	0,016	0,001

A táblázatban közölt adatok alapján megállapítható, hogy a közepes nedvességtartalom kedvez lejjebb a talajharmat kialakulásának. Ennek a megállapításnak fizikai oka a következő. A száraz talajban a lehűlés általában csekély belső csapadékot eredményez, mivel levegőjének jelentős hányada telítetlen állapotban van. Ezért a lehűlés első szakasza csupán a hőmérséklet és a harmatpont azonosságát eredményezi, s csak a további hűsöklés bőséges belső csapadék kialakulásához vezet. A viszonylag nagy levegő-arány lehetővé teszi az intenzív diffúziós folyamatok kibontakozását. Ha a nedvességtartalom tovább növekedik, akkor a belső légtér olyan jelentős

mértékben csökken, hogy a hűlés hatására kialakuló kondenzációs víz mennyisége elenyésző. Ezenkívül a víztartalom növekedésével nagyobbodik a talaj hőkapacitása is, amely a napi hőmérsékleti amplitúdót kisebbíti és a talajban kialakuló hőmérsékleti gradiensek csökkenését fokozza. Az amplitúdó csökkenés, valamint a gradiensek kisebbedése a diffúziós vízgőzáramlást tekintélyes arányokban fékezi. A diffúziósáram csökkenéséhez vezet a víztartalom növekedésével együttjáró diffúziós ellenállás nagyobbodása is.

A talajharmat termodinamikus folyamatok eredménye, ezért a kondenzált víz mennyiségét részben a diffúzió mértéke, részben pedig a levegő telítettsége határozza meg. A keletkező talajharmat nagyságát adott rétegben — a levegő telítettsége esetén — a diffúziósáram sebessége, valamint a hőmérséklet csökkenésének mértéke dönti el. A diffúzió minimális értéke mellett — ha az a nagy diffúziós ellenállásból származik — a hőmérsékleti gradiens szerepe jelentéktelenné válik, s inkább a hőmérséklet időbeli változásától, vagyis a lehűlés sebességétől és mértékétől fog függeni a keletkezett belső csapadék mennyisége. Mivel ilyen alkalmakban vízgőz átáramlás nincs, a talajharmat kizárólag az adott réteg saját vízkészletéből származhat, amely viszont rendkívül csekély.

#### A kondenzációs víz származása

A talajharmat kutatása során támadt viták legsúlyosabb kérlése a keletkezett és keletkezhető víz mennyiségének nagysága. Számos kutató hangoztatta azt a véleményét, hogy a mérések útján kimutatott nagy talajharmat a mérési módszer tökéletlen voltából adódik. Ugyanis az elméleti számítások szerint keletkezhető víz a mérési pontosság határát súrolja, tehát olyan csekély, hogy műszeres úton kimutatni biztonságosan nem is lehet. Méréseink szerint a talajharmat meghatározható, s ha nem is nagy, de nem jelentéktelen mennyiségű. Ebből kifolyólag kísérleti méréseket kellett végezni a talajharmatot adó vízgőz származásának kimutatására. A kísérleti mérések alapján az alábbi kérdésre kívántunk feleletet adni: honnan származik a talajharmat forrását képező vízgőz; talaj, vagy légköri eredetű-e, s ha mindkettő, akkor mi az arány a különböző származású vízgőz mennyisége között? E felmerült kérdés megválaszolása céljából liziméteres kísérleteket állítottunk be az alábbi módon; négyféle lizimétert használtunk s ezek a következők:

1. Alul-felül nyitott, tehát ennek súlygyarapodása adja meg az alsó talajból, a



levegőből, valamint a belső légtérből származó kondenzációs víz összességét (100%).

2. Alul nyitott, felül zárt, ebben csak a talajból és a saját légtérből származó vízgőz kondenzáció mérhető.

3. Felül nyitott, alul zárt s így a mérések eredménye a saját talajtérből és a levegőből származó vízgőz kicsapódását adja.

4. Alul és felül is zárt, ezért csak a benne levő vízgőzből származó talajharmat mérhető.

Az ismertetett liziméterekben 30 cm magasságú, természetes állapotú talajmonolitot helyeztünk el, amelynek felülete kb. 4000 cm<sup>2</sup> volt. A következőkben négy mérési nap mm egységekben kifejezett átlagát mutatjuk be:

Belsőtérből származó talajharmat	.....	0,0196 mm	4%
Altalajból származó talajharmat	.....	0,1746 mm	36%
Légtérből származó talajharmat	.....	0,2940 mm	60%
0—30 cm rétegben összesen	.....	0,4882 mm	100%

A mérések meglepő eredményt szolgáltatottak. Egy 30 cm rétegvastagságú szelvényben keletkezett talajharmat nagyobb része (60%) tehát légköri eredetű. A szelvény saját vízgőztartalmából származó talajharmat csaknem elenyésző nagyságú (4%), míg az alsó rétegből a magasba emelkedő vízgőz, tehát a diffúziós vízgőz szintén jelentős nedvességgyarapodást eredményezett. A mérések eredményei olyan napoknak az átlagai, amikor a lehűlés nagyfokú volt, s a talaj nem volt kiszáradt állapotban, tehát szélsőségesen magas talajharmat képződési folyamatokat mutat be. Az egyes mérési napok között a származási arányok tekintetében mintegy 25% ingadozást tapasztaltunk. Legállandóbbnak az altalajból származó komponens mutatkozott. Ezek az arányok lényegesen nagyobb ingadozást mutattak olyan esetekben, amikor a szelvény teljes nedvesség gyarapodása nem érte el a párolgás kezdetéig a 0,1 mm-t sem. A mérések szerinti ingadozási intervallum: 0,00—0,57 mm. Ily módon a nyári hónapokban a havi összeg az említett rétegre számítva 7—8 mm-nek tekinthető, s ha ezt 50 cm mélységre vonatkoztatjuk más módszerrel végzett mérések szerint 10—11 mm-t is elér. Ezekhez az értékekhez hozzá kell tenni, hogy a mérési időszak alatt a csapadék átlagkörüli volt, de a csapadékban szegény 1964. év júliusában, amikor a csapadék havi összege csak 11,2 mm volt, a belső csapadék havi összege 5 mm-t sem ért el.

Végül feltétlenül említést érdemel a talajharmat képződésének vizsgálata során a talaj és a külső levegő kapcsolata. A fenti adatok szerint ez igen fontos szerepet játszik, különösen a vízgőzcserre szempontjából. A vízgőz a talajban — feltevésünk szerint — cirkulációt végez (nappal lefelé, éjszaka pedig felfelé mozog), ugyanis ez eredményezheti a felső rétegekben a felfelé irányuló vízáthelyeződést, ami a párolgást és a kiszáradást összekapcsolja. E cirkulációs folyamatok többféle fázisban játszódhatnak le. Ez a vízgőz cirkuláció azonban nem korlátozódik kizárólagosan a talaj belső terére. Éjszaka a talaj levegője vízgőzt vesz fel, nappal pedig lead a légkör felé. Ez a feltételezés további kutatásokat követel meg, ugyanis a körforgalom bizonyos szakaszairól viszonylag kevés ismerettel rendelkezünk.

Fontos kérdés a talajharmat csapadék-egyenértékének problémája. A korábbiakban bemutatott adatok alapján megállapítható, hogy az egy éjszakára eső talajharmat maximálisan 0,5—0,6 mm vízmennyiséget adhat 1 m vastagságú talajszelvényre vonatkoztatva, de átlagosan ennivel sem számolhatunk. Egy nyári hónap átlagos belső csapadéka 8—10 mm-re tehető. Ha figyelembe vesszük, hogy az öntözési kísérletek során észlelt felszíni párolgási veszteség 20%-ra rúg, akkor a havi talajharmat mennyiségét ennek arányában kell növelni; az így kapott összeg 10—12 mm, amely a talajharmat csapadék-egyenértéke. Ez a vízmennyiség nem hanyagolható el azért sem, mert ennek igen csekély hányada megy veszendőbe, legnagyobb részét hasznosíthatja a növény.

Az elmondottak bizonyos mértékben fényt derítettek a talajharmat keletkezésének folyamatára, azonban a jövőben számos elméleti és gyakorlati kérdést kell még részletesen elemezni.

## Irodalom

- [1] VAN BAVEL, C.H.M.: Gaseous diffusion and porosity in porous media. Soil Sci. **73**. 91—104. 1952.
- [2] BLANCK, E.: Handbuch der Bodenlehre. 6. Berlin. 1930.
- [3] HOFMANN, G.: Die Thermodynamik der Taubildung. Ber. d. Dtsch. Wetterd. **3**. (18). 1955.
- [4] HÖSCHELE, K.: Untersuchungen zur Methode der elektrischen Bodenfeuchtemessung. Landw. Hochschule Hohenheim. 1957.
- [5] SZÁSZ G.: A talaj hővezetőképessége napi változásainak mérése. Agrokémia és Talajtán. **13**. 137—148. 1964.
- [6] TRÉNEL, M.: Über die Kondensationsvorgänge im Boden. Sitzungsber. d. Dtsche. Akademie d. Landw. Wiss. **6**. 4. 1954.

Érkezett: 1966. március 5.