

MTA DOKTORI ÉRTEKEZÉS

**ÚJ TALAJFIZIKAI MÉRŐ- ÉS BECSLŐMÓDSZEREK KIDOLGOZÁSA  
VIZES ÉS NEM-VIZES FOLYADÉKFÁZIST TARTALMAZÓ TALAJOKRA**

MAKÓ ANDRÁS

MTA ATK TAKI

Budapest  
2017.

## TARTALOMJEGYZÉK

<b>1. Bevezetés</b> .....	<b>1</b>
<b>2. Irodalmi áttekintés</b> .....	<b>4</b>
<b>2.1. A talajok hidrofizikai tulajdonságait (THT) befolyásoló tényezők</b> .....	<b>4</b>
<b>2.2. A talajok mechanikai összetétele</b> .....	<b>8</b>
<b>2.2.1. A talajok mechanikai összetételének meghatározása lézerdiffrakciós módszerrel</b> .....	<b>12</b>
2.2.1.1. <i>A lézerdiffrakciós mérések eredményeit befolyásoló tényezők</i> .....	<b>13</b>
2.2.1.2. <i>Az LDM MÖ mérések eredményeinek összehasonlítása más módszerekkel kapott eredményekkel – a konverzió lehetősége</i> .....	<b>21</b>
2.2.1.3. <i>Az LDM MÖ módszerek tapasztalatainak összefoglalása</i> .....	<b>21</b>
<b>2.3. A talajok szerkezete</b> .....	<b>22</b>
<b>2.4. A talajok folyadék-visszatartó képességének mérése és becslése</b> .....	<b>25</b>
<b>2.4.1. A talajok folyadék-visszatartó képességét meghatározó fázis-kölcsönhatások</b> .....	<b>12</b>
<b>2.4.2. A talajok víztartó képességének mérési módszerei</b> .....	<b>30</b>
<b>2.4.3. A talajok víztartó képességének becslési lehetőségei</b> .....	<b>31</b>
2.4.3.1. <i>A becslési eljárásokban figyelembe vehető talajtulajdonságok</i> .....	<b>34</b>
2.4.3.2. <i>A talaj víztartó képességét becslő módszerek áttekintése</i> .....	<b>35</b>
2.4.3.3. <i>A talaj víztartó képességét becslő statisztikai módszerek</i> .....	<b>36</b>
2.4.3.4. <i>A becslő függvények alkalmazása és megbízhatóságának vizsgálata</i> .....	<b>36</b>
<b>2.4.4. A talajok szerves folyadék-visszatartó képességének mérési módszerei</b> .....	<b>37</b>
<b>2.4.5. A talajok szerves folyadék-visszatartó képességének becslési lehetőségei</b> .....	<b>39</b>
<b>2.5. A talajok folyadékvezető képességének mérése és becslése</b> .....	<b>41</b>
<b>2.5.1. A talajok vízvezető képességének mérési módszerei</b> .....	<b>41</b>
<b>2.5.2. A talajok vízvezető képességének becslési lehetőségei</b> .....	<b>43</b>
<b>2.5.3. A talajok légáteresztő képessége</b> .....	<b>44</b>
<b>2.5.4. A talajok szerves folyadékvezető képességének mérési módszerei</b> .....	<b>45</b>
<b>2.5.5. A talajok szerves folyadékvezető képességének becslési lehetőségei</b> .....	<b>47</b>
<b>3. Anyag és módszer</b> .....	<b>49</b>
<b>3.1. A vizsgálatokba bevont talajminták jellemzése</b> .....	<b>49</b>
<b>3.1.1. A mechanikai összetétel vizsgálatok talajmintái</b> .....	<b>49</b>
3.1.1.1. <i>Az MSZ és az ISO/DIS szabvány szerinti SPM MÖ vizsgálatok összehasonlításába bevont talajminták</i> .....	<b>49</b>
3.1.1.2. <i>Az ISO módszertan szerinti SPM és LDM MÖ vizsgálatok összehasonlítására kiválasztott talajminták a LUCAS talajadatbázisból</i> .....	<b>50</b>
3.1.1.3. <i>Az MSZ módszertan szerinti SPM és LDM MÖ vizsgálatok összehasonlítására kiválasztott talajminták a tokaji talajadatbázisból</i> .....	<b>50</b>
<b>3.1.2. A talaj aggregátum-stabilitás vizsgálatokhoz használt talajminták</b> .....	<b>51</b>
<b>3.1.3. A talajszerkezet és a víztartó képesség kapcsolatának vizsgálatához használt talajminták</b> .....	<b>53</b>
<b>3.1.4. A folyadék-visszatartó képesség méréséhez használt talajminták</b> .....	<b>54</b>
<b>3.1.5. A folyadékvezető képesség méréséhez használt talajminták</b> .....	<b>56</b>
<b>3.2. A vizsgálatokhoz használt folyadékok jellemzése</b> .....	<b>57</b>
<b>3.3. Vizsgálati módszerek</b> .....	<b>59</b>

<b>3.3.1. A mechanikai összetétel vizsgálati módszerei</b> .....	<b>59</b>
3.3.1.1. Az MSZ és az ISO/DIS szabvány szerinti SPM MÖ vizsgálatok összehasonlítása .....	<b>59</b>
3.3.1.1.1. Mérési módszerek .....	<b>59</b>
3.3.1.1.2. Statisztikai vizsgálatok .....	<b>60</b>
3.3.1.2. Az ISO szabvány szerinti SPM és az LDM MÖ vizsgálatok összehasonlítása .....	<b>61</b>
3.3.1.2.1. Mérési módszerek .....	<b>61</b>
3.3.1.2.2. Statisztikai vizsgálatok .....	<b>63</b>
3.3.1.3. Az MSZ szabvány szerinti SPM és a LDM MÖ vizsgálatok összehasonlítása .....	<b>65</b>
3.3.1.3.1. Mérési módszerek .....	<b>65</b>
3.3.1.3.2. Statisztikai vizsgálatok .....	<b>66</b>
<b>3.3.2. A talajok aggregátum-stabilitásának vizsgálati módszerei</b> .....	<b>67</b>
3.3.2.1. Makroaggregátum-stabilitás vizsgálatok .....	<b>67</b>
3.3.2.2. Mikro- és makroaggregátum-stabilitás vizsgálatok lézeres szemcseanalizátorral .....	<b>68</b>
<b>3.3.3. A talajszerkezet és a víztartó képesség kapcsolatának vizsgálati módszertana</b> .....	<b>70</b>
3.3.3.1. Morfológiai talajszerkezet és a talajszerkezet érzékenységi index .....	<b>70</b>
3.3.3.2. A talajok pórusméretének és a modális szívóerőnek a számítása ..	<b>71</b>
<b>3.3.4. A talajok folyadék-visszatartó képességének vizsgálati módszerei</b> .....	<b>72</b>
3.3.4.1. A talajok folyadék-visszatartó képességének mérése .....	<b>72</b>
3.3.4.2. A talajok folyadék-visszatartó képességének összehasonlítására alkalmazott számítási módszerek .....	<b>73</b>
<b>3.3.5. A talajok légáteresztő képességének vizsgálati módszere</b> .....	<b>74</b>
<b>3.3.6. A talajok folyadékvezető képességének vizsgálati módszerei</b> .....	<b>75</b>
3.3.6.1. A talajok folyadékvezető képességének mérése .....	<b>75</b>
3.3.6.2. A talajok folyadékvezető képességének összehasonlítására alkalmazott számítási módszerek .....	<b>76</b>
<b>4. Eredmények és értékelés</b> .....	<b>77</b>
<b>4.1. A mechanikai összetétel mérésével kapcsolatos vizsgálatok eredményei</b> .....	<b>77</b>
<b>4.1.1. Az MSZ és az ISO/DIS szabvány szerinti SPM MÖ vizsgálatok összehasonlításának eredményei</b> .....	<b>77</b>
<b>4.1.2. Az ISO módszertan szerinti SPM és LDM MÖ vizsgálatok összehasonlításának eredményei</b> .....	<b>82</b>
4.1.2.1. A különböző módszerekkel mért MÖ adatok összehasonlítása és a szerves anyag eltávolítás hatásának értékelése.....	<b>82</b>
4.1.2.2. Javaslat a módosított LDM szemcsefrakció-mérethatárookra .....	<b>85</b>
4.1.2.3. Az LDM MÖ – SPM MÖ konverziót lehetővé tevő pedotranszfer függvények .....	<b>87</b>
<b>4.1.3. Az MSZ módszertan szerinti SPM és LDM MÖ vizsgálatok összehasonlításának eredményei</b> .....	<b>93</b>
<b>4.2. A talajszerkezet vizsgálatok eredményei</b> .....	<b>100</b>
<b>4.2.1. A talajok aggregátum-stabilitásának vizsgálati eredményei</b> .....	<b>100</b>
<b>4.2.2. A talajszerkezet és a víztartó képesség kapcsolatának vizsgálati eredményei</b> .....	<b>106</b>

4.3. A talajok szerves folyadék-visszatartó képességével kapcsolatos vizsgálatok eredményei .....	110
4.4. A talajok szerves folyadékvezető képességével kapcsolatos vizsgálatok eredményei .....	116
5. Összefoglalás .....	122
6. Új tudományos eredmények .....	125
7. Felhasznált irodalom .....	129
8. Köszönetnyilvánítás .....	150

## 1. Bevezetés

Az Európai Unió új vízpolitikájának legfontosabb célkitűzése, hogy a tagállamok területén – a lehetőségekhez mérten, a rendelkezésre álló tudományos ismeretek birtokában – jó állapotba hozzák a felszíni és felszín alatti vízkészleteket. A vízvédelem közösségi szabályozásáról szóló 2000/60/EK számú irányelv (röviden Víz Keretirányelv, ill. VKI) általános céljai közt szerepel a felszíni és felszín alatti édesvíz készletek megóvásán túl a vizekkel kapcsolatban lévő, azoktól közvetlenül függő szárazföldi ökoszisztémák védelme, állapotjavítása is. A VKI ennek megfelelően rendelkezik többek közt a hasznosítható vízkészletek felméréséről és megóvásáról, a vízkészleteket érintő szennyezőanyagok kibocsátásáról, a szennyezések fokozatos csökkentéséről, illetve az árvizek, belvizek és aszályok káros hatásának mérsékléséről. Célul tűzi ki az édesvizek együttes mennyiségi és minőségi szabályozását, a fenntartható „jó állapot” elérésének hosszú távú megtervezését (vízgyűjtő-gazdálkodási tervek készítése; vízhiány és aszály indikátorok kidolgozása, kockázati térképek szerkesztése stb.). A VKI nem foglalkozik közvetlenül az egyes gazdasági szektorok, így a mezőgazdaság, vízkészlet gazdálkodásával (pl. aszálykárok mérséklése, öntözővizek mennyiségi és minőségi problémái, belvizek hatása, árvizek stb.).

A mezőgazdasági vízgazdálkodás szempontjából lényeges megemlíteni, hogy a VKI a vízkészletek tekintetében csak a "felszíni és a felszín alatti víztest", illetve az "erősen módosított víztest" fogalmát tárgyalja és ezt szabályozza, és a felszíni és felszín alatti vizekkel szoros kapcsolatban lévő változó víztelítettségű talajrétegek tulajdonságaival, az ott tárolt víz mennyiségi és minőségi viszonyaival nem foglalkozik. Pedig a talajok szelvényfelépítésétől, rétegzettségétől, az egyes rétegek kémiai, fizikai, ásványtani és biológiai tulajdonságaitól függő *talaj hidrofizikai tulajdonságok* (vízbefogadó, vízvezető és víztartó képesség) meghatározó tényezői mind a mezőgazdasági termelés számára elérhető vízkészleteknek, mind a szélsőséges vízellátottságú helyzetekkel (árvíz, belvíz, aszály) összefüggő talajdegradációs folyamatoknak.

Az üvegházhatású gázokkal és a felszínhasználat módosulásával összefüggő éghajlatváltozás – mezőgazdasági szempontból – egyik legfontosabb következménye éppen ezeknek a szélsőséges vízháztartási helyzeteknek a gyakoriság-növekedése. A jövőre vonatkozó különféle „éghajlati forgatókönyveket” felhasználó vízgazdálkodási modellek talajtani oldalról legfontosabb bemenő paraméterei a mért, vagy – különféle eljárásokkal – becsült hidrofizikai paraméterek. A modellfuttatások eredményei is alátámasztják azokat a tapasztalati megfigyeléseket, melyek szerint az azonos időjárási helyzetek a különböző talajokon és a rajtuk lévő különböző termesztett növénykultúrák állományain különböző következményekkel járhatnak a talajtulajdonságoktól függően („aszály- vagy belvízérzékenység”). A fentiek alapján is belátható, hogy a mezőgazdasági vízkészletek tervezésének és megóvásának szempontjából *egyre növekvő jelentőségűvé válik a talaj hidrofizikai tulajdonságainak ismerete, az ezzel kapcsolatos mérési vagy becsülő módszerek fejlesztése.*

Mezőgazdasági és környezetvédelmi szempontból kiemelten fontosak azok a *kombinált környezeti hatások*, melyek pl. aszály idején a fizikai és biológiai állapotukban leromlott, tápanyagban elszegényedett vagy a belvízzel telített és egy időben valamilyen szennyezőanyaggal terhelt talajokon lépnek fel.

Közismert tény, hogy különböző szerves és szervetlen vegyületek vízminőség romlást okozhatnak, ami növeli az egészségkockázatot. Napjaink globális problémái közé tartozik pl. a talajvizek – műtrágya használat, állattartás vagy a kezelt szennyvizekkel történő öntözés hatására – növekvő nitrát koncentrációja vagy a felfokozott ipari tevékenységgel összefüggő nagy toxikus elem és/vagy szerves mikro-szennyezőanyag tartalma. A talajok és talajvizek minőségét veszélyeztető antropogén hatások közül kiemelkedő fontosságúak a szerves folyadékokkal történő szennyeződések. A környezetre legveszélyesebb, legtöbb toxikus komponenst tartalmazó

szerves folyadékféleség a vegyipar által előállított és főként oldószerként forgalmazott klórozott szénhidrogének csoportja. A környezetbe kerülő különféle *kőolajszármazékok* ugyan kevésbé veszélyesek, azonban felhasznált mennyiségüknél fogva kockázatuk meghaladhatja a klórozott szénhidrogénekét.

A kőolaj-feldolgozó ipar által előállított sokféle terméket egyaránt használja az ipar, a mezőgazdaság, a közlekedés és közvetlenül a lakosság. A kőolajtermékekkel való szennyeződés tehát nem korlátozódik az ipari üzemek területére: a termőföld és a talajvíz szinte mindenütt veszélyeztetettnek tekinthető. A különféle kőolajipari termékek önmagukban nem különösképpen mérgezőek. Ugyanakkor, mivel ezek a termékek jellemző módon több tíz vagy akár száz vegyület keverékei, egyes alkotó vegyületeik, illetve lebomlási termékeik, vagy az alkalmazott adalékanyagok – a környezetben valamiképpen feldúsulva – *toxikusak* lehetnek (MEYER, 1977; WHO, 1982). Egyes kőolajkomponensek nagymértékben *perzisztensek* (lassan bomlanak), így hosszú időn keresztül megmaradnak és kifejthetik káros hatásukat a környezetben. A kőolajszármazékok környezeti kockázatát növeli, hogy gyorsan, nagy területeken *terülnek szét*, nagy talaj- vagy vízfelületeket szennyeznek el. A felületeken kialakuló filmek vagy vastagabb olajrétegek csökkentik, esetleg teljesen meg is *gátolják* a talajokban vagy vizekben található *élőlények levegőhöz jutását*, ami azután a környezet minőségének rohamos leromlását vonja maga után. A talajok, talajvizek vagy felszíni vizek kőolajszármazékokkal történő elszennyeződése különös hangsúlyt kap azokon a helyeken, ahol a talajvíz vagy felszíni víz az ivóvízkészlet bázisa. Már viszonylag kis mennyiségű szennyeződés (pl. benzin esetében  $100 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ ) is elegendő ahhoz, hogy a víznek *kellemetlen ízt és szagot* kölcsönözzön, és így (az egyéb adalék és szennyező anyagok toxikus hatását is figyelembe véve) ivóvízként történő használatra alkalmatlanná tegye. A különféle szénhidrogén gőzök vándorlása és felhalmozódása (pl. pincékben, alagsorokban) *tűzesetek, robbanások* okozója lehet (CORAPCIOGLU & BAEHR, 1987; ROSENBLATT et al., 1994).

A folyadékfázisként kőolajat vagy annak származékait tartalmazó talajok tanulmányozása az 1990-es évek elejétől került a hazai tudományos érdeklődés előterébe. Ekkor a témának az adott különös időszerűsége, hogy a kivonuló szovjet csapatok jelentős környezetszennyezettséget (talaj-, talajvíz-szennyezettségek) hagytak maguk után. Mivel e szennyező anyagok terjedése általában a felszín alatt játszódik le, mindig is kihívást jelentett a kutatóknak és mérnököknek, hogy felmérjék, modellezzék és előre jelezzék ezeket a felszín alatti folyamatokat. A talajt és a talajvízkészletet szennyező kőolajszármazékok vándorlásának, megkötődésének és lebomlásának kutatása olyan interdiszciplináris tudományterület, mely a kőolajföldtani ismereteken túl szintetizálja többek között a kapcsolódó hidrológiai, talajfizikai, kémiai, ásványtani és mikrobiológiai kutatási eredményeket. A talajok valamennyi fázisát érintő vándorlási, megkötődési és átalakulási folyamatok mind teljesebb ismerete szükséges ahhoz, hogy megfelelő döntések születhessenek az talajt szennyező kőolajszármazékok terjedésének megelőzésével, illetve a szennyezett talajok, talajvizek kármentesítésével (remediációjával) kapcsolatban. A kőolaj eredetű szennyezettség kiterjedésének feltárása és vándorlásának a felszín alatti talajrétegekben történő folyamatos nyomon követése (monitoring) meglehetősen költségigényes feladat. A leggazdaságosabb és szakmailag legmegfelelőbb kármentesítési és/vagy monitoring stratégiák kidolgozásához nyújthatnak segítséget a különféle számítógépes terjedési modellek. Az 1980-as évektől megjelent többfázisú (vizes fázis, szerves folyadékfázis, gázfázis) terjedést és transzportot becsülő szimulációs modellek többsége az önálló fázisú szerves folyadékok felszín alatti áramlásának leírásához a kapilláris nyomás–folyadéktelítettség ( $P_c-S$ ), a relatív átérésztés–telítettség ( $k_r-S$ ) és a talaj telítettségű folyadékvezető képesség ( $K$ ) ismeretét feltételezi, mint legfontosabb talajtani bemeneti adatot. A környezetvédelmi gyakorlatban ezeket a talajtulajdonságokat a szerves folyadékokra ritkán mérik (nehezen, költségesen és hosszú idő alatt mérhetőek csak). A mérés helyett különféle tapasztalati átlagértékeket alkalmaznak, vagy olyan leegyszerűsített becslési módszereket használnak, melyek a talajok vízre meghatározott

(mért vagy becsült) hidrofizikai paramétereit – a folyadékok eltérő fizikai, fizikai-kémiai sajátosságait figyelembe véve – „átskálazzák” a vizsgált szerves folyadéokra. A tapasztalatok azonban azt mutatják, hogy ezek a becslési módszerek meglehetősen pontatlanok. A talajok szerves folyadékokra vonatkoztatható hidrofizikai tulajdonságainak számítására újabb, várhatóan pontosabb alternatív becslési módszer lehet a vizes rendszerek esetében megszokott és sikerrel használt pedotranszfer függvények (PTF) alkalmazása. Az ilyen típusú becslő függvények kidolgozásának előfeltétele viszont egy megfelelő pontosságú és elemszámú talajfizikai adatbázis megléte. Az adatbázis létrehozásának kiindulópontja viszont egy olyan rutin talajvizsgálati módszertan kidolgozása, melynek segítségével megbízhatóan mérhetővé válik nagyobb mennyiségű talajminta szerves folyadék-visszatartó és -vezető képessége.

A szerves folyadékokkal történő talajfizikai vizsgálatoknak – a környezetvédelmi vonatkozásokon túl – egyéb gyakorlati jelentősége is lehet. Mivel – a vízzel ellentétben – ezekre a folyadékokra nem (vagy csak mérsékelten) jellemző a szétiszapoló, dezaggregáló hatás a talajminták folyadékkelítése és a mérések során, sikerrel felhasználhatóak a talajok szerkezetét (szerkezet-stabilitását vagy a talajminták eredeti pórusviszonyait) jellemző vizsgálatokban is.

Az 1980-as évek végén a Pannon Egyetem Georgikon Karán, a Növénytermesztéstani és Talajtani Tanszékén (illetve ennek jogelődjén) az egykori Limnológiai, majd Környezetvédelmi Laboratóriumban kezdtük el talajfizikai vizsgálatainkat vízzel és különféle szerves folyadékokkal, majd folytattuk a méréseket az MTA ATK TAKI Talajfizikai és Vízgazdálkodási Osztályán. Munkánkat különféle hazai és nemzetközi kutatási pályázatok támogatásával végezhetjük (OTKA F 013155: 1994-1996.; OTKA F 022805: 1997-2000.; OM FKFP 0055/1999.: 1999-2000.; KÖM KAC 020881-01/2000: 2000.; OTKA T 034373: 2001-2004.; NKFP-3/004/2001: 2001-2004.; NKFP-4/15/2004: 2005-2007.; GVOP (AKF)-2004- 3.1.1: 2005-2007.; OTKA T 048302: 2005-2009.; MyWater FP7-SPACE-2010-1: 2011-2013.; TÁMOP 4.2.1/B-09/1/KONV-2010-0003: 2010-2012; TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV: 2012-2014.; NKFIH K 119475: 2016-2020). A kutatás tapasztalatait tudományos folyóiratokban publikáltuk, konferenciákon mutattuk be, illetve 1989-ben szakmérnöki diplomadolgozatban, 1997-ben pedig kandidátusi értekezésben foglaltam össze. Akadémiai doktori értekezésemben az 1997 utáni kutatás néhány eredményét kívánom bemutatni.

A kutatómunka során az alábbi kérdésekre kerestem választ:

1., A talajok hidrofizikai paramétereinek (folyadék-visszatartó és -vezető képesség) becslése során leggyakrabban figyelembe vett talajtulajdonság, a talajok **mechanikai összetétele** mennyire függ az alkalmazott mérési módszertantól? Az egyes mérési módszerek eredményei milyen módon válhatnak összehasonlíthatóvá, milyen módon valósítható meg az adatbázisokon belül a különböző adatforrásokból származó mechanikai összetétel adatok harmonizációja?

2., A talajok hidrofizikai paramétereit jelentősen befolyásoló talajtulajdonság, a talajok **szerkezetessége**, milyen újszerű mérési módszerekkel jellemezhető? A talajszerkezet minősége milyen kapcsolatban áll a talajok víztartó képességével?

3., Megoldható-e a talajok **szerves folyadék-visszatartó és folyadékvezető képességének** rutin szintű laboratóriumi **mérése** egy nagyobb elemszámú „szerves folyadék fázisú” talajfizikai adatbázis létrehozása céljából?

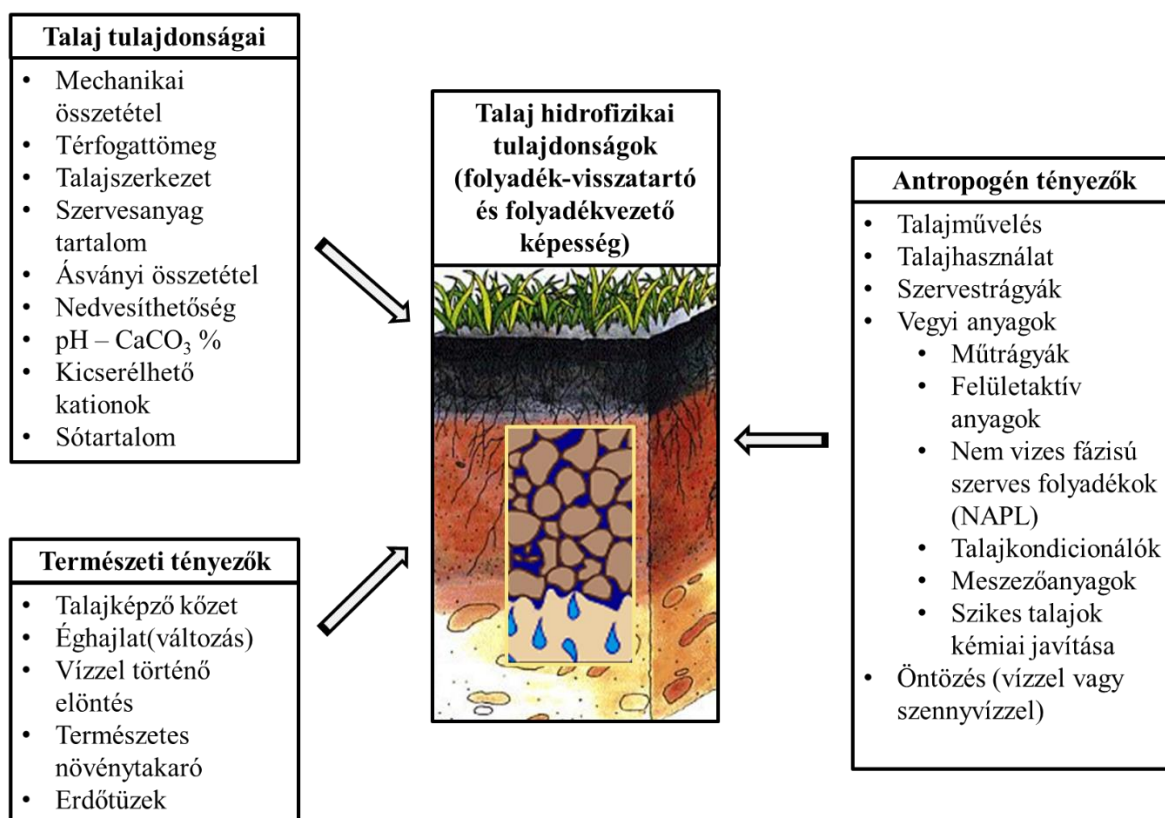
4., Jobb pontossággal, illetve megbízhatósággal végezhető-e el **a talajok szerves folyadék-visszatartó és folyadékvezető képességének becslése** az új adatbázison kifejlesztett becslő eljárásokkal, mint a környezetvédelmi gyakorlatban alkalmazott ún. „átskálázási” módszerekkel? Milyen talajadatokat érdemes felhasználni független változóként az új pedotranszfer függvények képzéséhez?

## 2. Irodalmi áttekintés

### 2.1. A talajok hidrofizikai tulajdonságait (THT) befolyásoló tényezők

A klímaváltozás, a talajhasználat, a talaj- és a talajvízszennyezések hatására vízkészleteink drasztikusan csökkennek, ezért nő a vízgazdálkodási kutatások szerepe. E tekintetben kiemelt kutatási terület a szélsőséges időjárási helyzetek vízforgalomra gyakorolt hatásának vizsgálata, a belvizek és az aszálykárok következményeinek csökkentése, a mezőgazdasági vízigény meghatározása.

A talajok víztartó- és vízvezető-képessége vízgazdálkodási és a környezetvédelmi szempontból egyaránt a legfontosabb talajjellemzők közé sorolható. Környezetvédelmi szempontból (pl. olajszennyezések esetén) fontos lehet azonban a talajok egyéb folyadékokra vonatkoztatott visszatartó képességének és vezetőképességének ismerete is. A talaj folyadékfázisának visszatartása és mozgása a talaj szilárd alkotórészei által közrezárt pórushálózatban történik, ezért ezeket a hidrofizikai tulajdonságokat alapvetően a talaj pórusrendszerének kialakulását és változását meghatározó természeti tényezők és emberi hatások határozzák meg (1. ábra).



1. ábra

A talajok hidrofizikai tulajdonságait befolyásoló fontosabb természeti és antropogén tényezők

A talaj hidrofizikai tulajdonságait (*THT*) számos *talajtulajdonság* befolyásolhatja, így a talajok *mechanikai összetétele* (vagy fizikai félesége) (RAJKAI et al., 1981; NEMES et al., 2009), *térfogattömege* (GUPTA & LARSON, 1979; RAJKAI et al., 1981; ASSOULINE, 2006), *szerves anyag tartalma* (OHU et al., 1987; RAWLS et al., 2003; RAJKAI et al., 2015) vagy más rutinszerűen mért tulajdonságok, mint a talaj mésztartalma, pH-ja, kicserélhető Na<sup>+</sup>-tartalma és/vagy összes – kémiai összetételtől függően eltérő módon hidrolizáló – sótartalma (PACHEPSKY et al.,



1982; RAJKAI, 1988; WÖSTEN et al., 1999; GROENEVELT et al., 2004; TÓTH et al., 2012; 2015). A talajok *ásványi összetétele* (CARDUCCI et al., 2012) vagy *víztesztítő képessége* (hidrofób karaktere) (CZACHOR, 2006; ORFÁNUS et al., 2014) szintén hatást gyakorolnak a ***THH***-ra.

A *talaj szerkezete* egyike azoknak a legfontosabb talajtani tényezőknek, melyek a ***THH***-t befolyásolják (GHEZZEHEI, 2012). A fentebb említett összes talajparaméter valamiféleképp kapcsolatban áll a talaj szerkezetességével, így ezek a talajtulajdonságok nemcsak közvetlenül, hanem közvetett módon is befolyásolhatják a ***THH***-t, az aggregátumok képződésére, stabilizálására/destabilizálására történő hatásukon keresztül (BARZEGAR et al., 1997; JÓZEFACIUK et al., 2002; FRANZLUEBBERS, 2002; GOEBEL et al., 2005; KÖGEL-KNABNER et al., 2008).

A fent felsorolt talajtulajdonságokon túl számos természeti (abiotikus és biotikus) és antropogén tényező is hatással lehet a ***THH***-ra.

A természeti tényezők közt első helyen említendő a *talajképző kőzet*. A talaj elemi részecskéinek méret szerinti megoszlása, az elemi részecskék alakja, ásványi összetétele szoros kapcsolatot mutat a talajképző kőzettel és annak mállottsági fokával. A mállás termékeként keletkező talajkolloidok fontos ragasztóanyagok a talaj szerkezeti elemeinek. A talajképző kőzet (és természetesen a mállást befolyásoló egyéb abiotikus tényezők, mint a klíma, kitettség stb.) meghatározó a ***THH*** kialakulása szempontjából (YONG et al., 2012).

A *klímaváltozás* (átlagos csapadékmennyiség, hőmérséklet változása, extrém időjárási események számának növekedése) indirekt módon szintén befolyásolhatja a ***THH***-t (VÁRALLYAY & FARKAS, 2008). A klímaváltozás befolyásolhatja a talaj benedvesedésének és kiszáradásának gyakoriságát és mértékét. A talajok nedvesedési és száradási ciklusai nemcsak a talajok mállási folyamataira hatnak, hanem a talajok szerkezeti tulajdonságainak (duzzadási-zsugorodási folyamatok következményei, aggregátum képződés, tömörödés) megváltoztatásán keresztül a ***THH***-re is (RAO & REVANASIDDAPPA, 2006; PENG & HORN, 2007; FREDLUND et al., 2012). A természetes nedvesedési és száradási ciklusok szerepet játszanak az új aggregátumok képződésében, mely folyamat egy prizmás szerkezet kialakulásával kezdődik (erre a szerkezet típusra az erős vertikális anizotrópia jellemző), majd ezt követi a poliéderez vagy szemcsés szerkezeti elemek képződése (gyengébb vertikális anizotróp sajátságok vagy izotróp tulajdonságok) (HORN et al., 2003). A talajok hidrofób karaktere felerősítheti a klímaváltozás hatásait. Az egyre növekvő száraz periódusok utáni intenzív csapadékesemények során a talajok hidrofóbítása csökkenő beszivárgást és növekvő mértékű felszíni elfolyást (vízeróziót és árvizeket) okoz (SHAKESBY et al., 2000; LEIGHTON-BOYCE et al., 2007). Ugyanakkor a talajok víztesztítő képessége (hidrofóbítása) egyenetlen vízbeszivárgást („fingered preferential flow pathways”) okoz, aminek az eredménye az lesz, hogy a talajok foltszerűen száraz állapotban maradnak, míg a makropórusokon hirtelen „átszalad” a beszivárgó csapadék nagyobb hányada, így csökken a visszatartott víz mennyisége (DEURER & BACHMANN, 2007).

A talajok *időszakos vízborítottsága* (árvizek, belvizek, erózió hatása) szintén nagymértékben befolyásolja a talajok szerkezeti tulajdonságait, különösképp a szerkezetstabilitást. Az időszakosan vízborított talajokra a változó benedvesedés-kiszáradás jellemző, mely a nagy agyagtartalmú talajokban duzzadási-zsugorodási ciklusokat eredményez. Ezekben az időszakokban a talajok szerkezete folyamatosan átrendeződik: a szerkezet destabilizálódik, majd újraalakul az abiotikus és biotikus tényezők hatására. Mindezt kiegészíti a hidromorf talajokra jellemző több vegyértékű kationok (Fe, Al és Mn ionok) dinamikája: a talaj szerves anyaga és az agyag részecskék közt kationhidak képződhetnek, mely növeli az aggregátumok stabilitását. A szerkezeti változások következményeként megváltozhat a ***THH*** (pl. a stabil aggregátumok mennyisége erős pozitív korrelációt mutat a szántóföldi vízkapacitással vagy a hasznosítható víztartalommal) (TABOADA et al., 1999; IGWE & STAHR, 2004, IGWE & NWOKOCHA, 2005).

A ***THH***-t befolyásolhatják az *erdőtüzek* is, melyek egyaránt tekinthetők természeti és antropogén tényezőknek. A súlyosabb tüzesetek csökkenthetik a talajok mikrobiális tevékenységét

és növelhetik a talajok víztaszító képességét, melynek következtében változik a talajszerkezet, illetve a **THT** (SHAKESBY et al., 2007).

A talajok fizikai tulajdonságainak kialakulására általában nagymértékben hat a talajon alkalmazott növénytermesztési rendszer, különösképp a talajművelési mód, a különféle tömörítő hatások és a szerves melléktermékek kezelési módja. A **THT**-t befolyásoló antropogén tényezők közül a legfontosabb a *talajművelés* (BIRKÁS, 2000; FARKAS et al., 2004). A mezőgazdasági talajművelő rendszerek általában megváltoztatják a talaj állapotát. Egyik oldalról kezdetben csökkentheti a talaj térfogattömegét és növelheti a talaj porozitását (az optimális makroporozitás 10 és 20% közötti), másrésztől viszont – a talaj szerves anyag tartalmának csökkentése, a szerkezeti elemek lerontása, illetve a tömörítő hatások által – fizikai degradációt okozhat. A talajok nehéz talajművelő gépekkel történő művelése összenyomhatja a felszíni talajrétegeket (“pressure pans” vagy “traffic pans”). A művelő eszközök okozta nyírófeszültség és a terhelés együttesen alakítják ki a művelőtalp rétegeket (eketalp, tárcsatalp stb.), melyek a művelt szint alatti talajrétegek. A tömörített rétegekre a csökkent makropórus tartalom, vízáteresztő és légáteresztő képesség, lemezes szerkezet lesz a jellemző (DÖRNER & HORN, 2006). A művelt talajfelszín fokozottan kitett az esővíz fizikai hatásának, különösen a csepperózióknak, mely szétszaporítja a felszíni morzsás vagy szemcsés aggregátumokat, a talajfelszín kérgesedését előidézve. A szerkezetstabilitás függ a talaj szerves anyag tartalmától, így a gyakori talajművelés következtében lebomló humuszanyagok növelik a felszíni talajrétegek fizikai degradációjának mértékét. A vályog fizikai féleségű talajok (pl. a Csernozjom talajok) a leginkább kitettek az efféle degradációs folyamatoknak. A kevésbé gyakori talajművelés és a pillangós növények közbeiktatásával tervezett vetésforgók növelik a talajok aggregátum-stabilitását. Ugyanakkor a kevesebb forgatás vagy a forgatás nélküli talajművelés növeli a talaj térfogattömegét, csökkenti az összporozitást és (látszólag ennek ellentmondóan) növeli a hidraulikus vezetőképességet és a vízbeszivárgást a kialakuló sok makropórus miatt. A szerves növénymaradványokkal történő talajtakarás (mulcsozás) a modern növénytermesztés fontos módszere, mely minimalizálja a csepperózió mértékét és művelés okozta fizikai degradációt. Megállapítható tehát, hogy mind az aggregátumok képződése, mind pedig a talajok aggregátum-stabilitásának változása szoros kapcsolatban áll a talajművelési rendszerekkel, illetve a növénytermesztés módjával, a talaj szerkezetessége viszont meghatározó a talajok pórusméret-eloszlása és a **THT** szempontjából (ANDERSON et al., 1990; HILL, 1990; JIANG et al., 2007).

A *talajhasználati mód* megváltoztatása szintén hatással van a talajok fizikai állapotára. A *legeltetés* hatására pl. a legelő állatok mechanikai terhelése és a fellépő nyíróerők együttes hatására kedvezőtlenül változik a talaj szerkezete (csökken az összporozitás, ezen belül a makropórusok aránya és nő a mezo- és mikropórusok mennyisége). A legeltetés ugyanakkor befolyásolja a talaj szerves anyag tartalmának mennyiségét és minőségét (biomassza fogyasztás, keletkező szerves trágya), mely szoros kapcsolatban áll a talajok biológiai aktivitásával, így a mikrobák, gyökerek vagy földgiliszták szerkezetképző hatásával is (PULLEMAN et al., 2005; FONTE et al., 2009). A megváltozott szerkezet és pórusméret-eloszlás többek között megmutatkozik a **THT** változásában is (KUTÍLEK et al., 2006; KRÜMMELBEIN et al., 2008).

A növénytermesztésben alkalmazott *nagy szerves anyag tartalmú adalékanyagok* (szerves trágyák, hígtrágyák, különféle komposztok, tőzegek, különböző ipari melléktermékek, mint pl. vérliszt, halliszt, bioszenek stb.) növelik a talajok szerves szénttartalmát és általában javítják a talajok szerkezetét, mely által javul azok fizikai, kémiai és biológiai állapota. A szerves adalékanyagok hosszú távú alkalmazása általában csökkenti a talaj térfogattömegét, növeli az összporozitást és ezen belül a makropórusok mennyiségét. Elsősorban a durvább textúrájú (homok fizikai féleségű) talajok esetében a mikropórusok arányát és a talajok fajlagos felületét is növelik, miáltal javítják e talajok víztartó képességét (METZGER & YARON, 1987; HATI et al.,

2008; DUNAI & TÓTH, 2015). Ugyanakkor megemlítendő, hogy a szerves adalékanyagok alkalmazása során felléphetnek – a talajfizikai tulajdonságok szempontjából – kedvezőtlen hatások is abban az esetben, amikor ezek nagy koncentrációban tartalmaznak egyértékű kationokat ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  vagy  $\text{NH}_4^+$ ), melyek a (főként nagyobb agyagtartalmú) talajokba kerülve szerkezet leromlást (diszperziót) okoznak. Emellett a nagyobb mennyiségű szerves anyag kijuttatása növelheti a talaj hidrofóbítását is (WEIL & KROONTJE, 1979).

A különböző *vegyi anyagok* talajokba szivárgása, vagy az onnan történő kimosódása elsősorban a talaj fizikai féleségétől és a szerkezetétől függ (SZAJDAK et al., 2014), de ugyanakkor a talajokba jutó (különbéle mértékben veszélyes) kemikáliák jelentősen képesek megváltoztatni is a talajok szerkezetét és így a *THT*-t is. A növénytermesztés során kijuttatott *műtrágyák* közvetett módon – a talaj produktivitásának növelésével – javítják a talajok szerves anyag ellátottságát, így általában javítják a talajszerkezetet is. A foszfát tartalmú műtrágyák javíthatják a talajok szerkezetességét Al- vagy Ca-foszfát kötések kialakítása által. Ugyanakkor az  $\text{NH}_4^+$  vagy  $\text{K}^+$  ionok felhalmozódása vagy a szakszerűtlen műtrágyázás hatására bekövetkező talajsavanyodás csökkentheti az aggregátum-stabilitást és leronthatja a talajszerkezetet (BRONICK & LAL, 2005; HATI et al., 2008). A víz felületi feszültségét csökkentő szerves vegyületeket, a *felületaktív anyagokat* (“surfactants”: SURFace ACTive ageNTS) számos ipari folyamatban használják (pl. emulzifikáló, diszpergáló, nedvesítő adalékok), de nagyon hasznosak lehetnek a szennyezett talajok kármentesítése során is. A műtrágyák és *peszticidek* – formulázó szerként – szintén tartalmaznak felületaktív anyagokat. A felületaktív anyagok (vagy más néven tenzidek) már kis koncentrációban képesek a talajban a felületi feszültség csökkentésére, megváltoztatva ezzel a kapilláris nyomást, és ezáltal a víztartó képességet. A felületaktív anyagok – a vegyülettípusuktól függően (kationos, anionos vagy nem-ionos vegyületek) – módosítják az elemi talajszemcsék nedvesíthetőségét, ami az aggregátum-stabilitás és/vagy a pórusméret-eloszlás megváltozását okozhatja (KUHN, 1993; BARNA et al., 2016).

Általában a talaj folyadékfázisa a víz, és minden (természetes eredetű és szennyező) vegyület a vizes fázisban oldódik. Csőtörések, tartály kilyukadások, átfertések vagy egyéb eredetű szennyezőanyag kiömlések során különféle, vízzel rosszul elegyedő, önálló folyadékfázisként viselkedő szénhidrogén származékok (NAPLs: „Nonaqueous Phase Liquids”) (pl. benzin, gázolaj, kerozin, TCA, TCE) kerülhetnek a talajfelszínre, illetve a mélyebb talajrétegekbe (RUBIN et al., 1998; MAYER & HASSANIZADEH, 2005; YARON et al., 2012). Az önálló fázisú szerves folyadékok talajokban történő megkötődése és mozgása általában hasonló törvényszerűségek szerint történik, mint vizes fázisú. Mivel a NAPL általában nem vagy rosszul elegyedik a vízzel, a két folyadékfázis (vagy a levegő fázis esetén a három fázis) osztozik a pórusrendszeren. A *THT* ebben az esetben elsősorban a pórusrendszer folyadéktelítési sorrendjétől (melyik folyadék nedvesítette elsőként a szilárd fázist), illetve a szilárd fázis felszínének nedvesíthetőségi viszonyaitól függ (MAKÓ & HERNÁDI, 2012).

A talajszerkezet képzésében résztvevő természetes kötőanyagok (szerves anyagok, oxi-hidroxidok, agyagásványok) hatása fokozható szintetikus anyagok, *talajkondicionálók* hozzáadásával, melyek a természetes komponenseknél hatékonyabbak, a mikrobiális folyamatoknak ellenállóbbak, így hosszantartó aggregátumokat képeznek (pl. KAZÓ, 1958). A különböző kémiai összetételű talajkondicionáló készítmények közül a legnépszerűbbek a polielektrolitok és a polimer emulziók, melyek általában javítják a szerkezetképződést és a morzsvázállékonyságot (aggregátum-stabilitást). E készítmények használata a talajok kapillaritásának, hidraulikus vezetőképességének, hidrofil/hidrofób karakterének, párologtató képességének stb. megváltozását is eredményezheti (SOJKA et al., 2007; YOUNG et al., 2009).

A savanyú talajok *meszezése* (ásványi eredetű kalcium és/vagy magnézium tartalmú vegyületek talajjavítási célú alkalmazása) növeli a talajok pH-ját. A kalcium ionok koaguláló hatására

javul a talaj szerkezetessége (COSTA et al., 2004). A *szikes talajok javítása*, különösképp a szódás szikes talajoké, szintén javítja a talajszerkezetet. A nagy  $\text{Ca}^{++}$  tartalmú javítóanyagok csökkentik a talajok kicserélhető  $\text{Na}^+$  tartalmát (ESP: „Exchangeable Sodium Percentage”), növelve ezzel a talajok aggregátum-stabilitását, ugyanakkor a gipsz tartalmú talajjavító anyagok csökkentik az erősen lúgos talajok pH-ját. A szódás szikes talajok kémiai meliorációja javítja e talajokban a korlátozott vízmozgást és ezáltal a növények vízellátottságát (VÁRALLYAY, 1981; MURÁNYI A., 1983).

Az agyag részecskék duzzadása és diszpergálódása, a vízcseppek mechanikai hatására vagy a gyors benedvesedés következtében történő szétiszapolódás az *öntözés* során fellépő leggyakoribb problémák, melyek a talajszerkezet leromlását okozhatják és a *THT*-t megváltoztathatják. Mivel egyre fogynak természetes vízkészleteink, öntözési célra mind gyakrabban alkalmaznak kezelt kommunális és ipari szennyvizet, főként a fejlődő országokban. A kezelt szennyvizek hosszú távú alkalmazása azonban veszélyes is lehet, mivel fokozhatja a duzzadási és diszperziós folyamatokat. A szennyvíz nagy  $\text{Na}^+$  tartalma (SAR: „Sodium Adsorption Rate”) és oldott szerves anyag tartalma az aggregátum-stabilitás gyengülését eredményezheti (LEVY & MAMEDOV, 2002; LEVY et al., 2003). A szennyvízzel történő öntözés hatására ráadásul növekedhet a talajok hidrofóbitása, ami egyenetlen vízbeszívargást (elsősorban a makropórusokon keresztüli vízmozgás) és korlátozott mértékű vízvisszatartást okozhat (száraz talajfoltok a talajmátrixban). A makropórusokon keresztüli felgyorsult vízbeszívargás növeli a különféle oldott vegyületek beszívargásának sebességét és a talajvizek elszennyeződésének kockázatát (WALLACH et al., 2005).

A fentiek alapján megállapítható, hogy a talajok hidrofizikai tulajdonságai (*THT*) elsősorban a talajok pórusrendszeréhez (összporozítás, pórusméret-eloszlás) köthetők, melynek kialakulása, illetve megváltozása főként a talajok elemi szemcseméret-eloszlásától (mechanikai összetételétől) és szerkezeti viszonyaitól (szemcemorfológiától, aggregátumok méret szerinti megoszlásától, illetve az aggregátum-stabilitástól) függ. A *THT*-t befolyásoló többi tényező (*I. ábra*) hatása is jórészt a talajszerkezet módosításán keresztül történik. A *THT*-val foglalkozó módszertani kutatásaim során ezért elsőként a mechanikai összetétel és a szerkezetesség mérési módszereit tanulmányoztam.

## 2.2. A talajok mechanikai összetétele

A talaj szilárd fázisa általában különböző méretű és alakú szerkezeti elemekből (aggregátumokból) áll. A szerkezeti elemeket ugyancsak változatos méretű és formájú, a talajképző kőzettől „átörökölt” vagy a talajképződés során helyben képződött ásványzemcsék, más néven elemi részecskék építik fel. Az elemi részecskéket az aggregátumokban élő és elhalt szerves anyagok és egyéb kolloid méretű ragasztóanyagok tartják össze. Az elemi részecskék méret szerinti százalékos megoszlását nevezzük a talajok *mechanikai összetételének* (a továbbiakban **MÖ**). A MÖ vizsgálata során az elemi részecskéket előre meghatározott mérettartományokba soroljuk. A leginkább elterjedt mérettartomány-felosztás az ún. Atterberg-féle csoportosítás: agyagfrakció (<0,002 mm); porfrakció (0,002–0,02 mm); finom homok frakció (0,02–0,2 mm); durva homok frakció (0,2–2 mm) és kavics vagy durva vázrész frakció (2 mm <). (A legújabb szabványok (pl. ISO 11277: 2009(E)) a por- és homokfrakció mérethatárára a 0,063 mm-t javasolják.) A talajok *fizikai félesége* (más néven a talaj szövete vagy textúrája) a mechanikai összetétel integrált, közérthető kifejezője. Az agyag fizikai féleségű talaj pl. túlnyomórészt agyagfrakciót tartalmaz, míg a vályog fizikai féleségű talajban a porfrakció került túlsúlyba.

A talajok MÖ vizsgálati eredményei széles körben felhasználhatóak. A talajosztályozási, vagy a geomorfológiai kutatások (üledék-képződési és hordalék-szállítási folyamatok értelmezése) során sokszor elengedhetetlen az egyes genetikai szintekben, illetve rétegekben a MÖ ismerete (pl. TÓTH et al., 2009; KURÁŽ et al., 2012; IUSS WORKING GROUP WRB, 2015). A talajok szilárd fázisát alkotó elemi részecskék mérete a talajok több tulajdonságát befolyásolja; elsősorban meghatározza a talajok fajlagos felületét, és ezen keresztül a határfelületeken lejátszódó legfontosabb talajfizikai és talajkémiai jelenségeket (pl. kapillaritás, ion- és molekulaadszorpció). Hatással van a talajok pórusméret-eloszlására, víztartó és vízvezető képességére (WÖSTEN et al., 2001; HAJNOS et al., 2006; TÓTH et al., 2015), a nem vizes fázisú folyadékokra (NAPL) vonatkozó folyadékretentáló és folyadékvezető képességére (BUDHU et al., 1991; WEAVER et al., 1994a), légáteresztő képességére (HAMAMOTO et al., 2009), hővezető képességére (USOWICZ et al., 2008), reológiai tulajdonságaira (CZIBULYA et al., 2010; SHEIN et al., 2011) és szorpciós tulajdonságaira (ERTLI et al., 2004). A talajok mikrobiális aktivitása (BRZEZIŃSKA et al., 2012) vagy a talajok szerkezetessége (BALASHOV et al., 2010) szintén függ a MÖ-től. A MÖ adatokból számíthatók egyéb talajjellemzők, mint pl. a talajok fraktáldimenziója (BIEGANOWSKI et al., 2013).

A fentiek miatt a talajok MÖ vizsgálati eredményeit a hidrológiában, illetve a talajfizikában gyakran felhasználják becslő eljárásokban, bemenő (input) paraméterként. Így a MÖ az egyik legfontosabb talajjellemző a vízviasszatartó-, illetve vízvezető-képességet becslő ún. „pedotranszfer függvényekben” (pl. RAJKAI, 1988; BOUMA, 1989; RAJKAI et al., 1996). A talajokat szennyező apoláros szerves folyadékok (pl. kőolajszármazékok) önálló fázisú vagy a szennyező komponensek többfázisú terjedésének modellezésekor a talaj szerves folyadék-visszatartó és szerves folyadékvezető képességét is sok esetben a MÖ adatok, vagy a fizikai féleség kategóriák alapján becslik a kárelhárítással foglalkozó szakemberek (DRAGUN, 1998).

A MÖ vizsgálatok változatos módszertanát a talajtan számos tudományterülete és a társtudományok (földrajztudomány, geokémia, talajmechanika, hidrológia stb.) széles köre alkalmazza. Éppen a MÖ vizsgálatok általános elterjedtsége az oka annak, hogy napjainkban párhuzamosan számos mérési módszer létezik, e módszerek különféle minta-előkészítési eljárásokat javasolnak, illetve a mérési eredmények változatos szemcseméret-kategóriák százalékos megoszlását mutatják be, melyeket (országoként vagy tudományterületenként) eltérő módon értékelnek, különböző textúra-csoportokat (fizikai féleség kategóriákat) képezve.

A fentiek miatt fontos kiemelni, hogy a MÖ eredmények ismertetése során minden esetben részletesen közölni kell a vizsgálatok során alkalmazott előkészítési eljárásokat, a mérési módszert, a vizsgálatokhoz használt mérőműszert (típus, tartozékok, műszerbeállítások stb.), illetve a mért szemcseméret-csoportok (pl. agyag-, por-, iszapfrakció) mérethatárait és az egyes textúra-csoportok (pl. homokos-vályog, agyagos-vályog stb.) képzésének módszertanát (McKEAGUE, 1978). Fontos megismerni továbbá az alkalmazott eljárások előnyeit és korlátait, a mérési eredmények összehasonlíthatóságát más, általánosan használt módszerek eredményeivel (SHEIN, 2009; RYŽAK & BIEGANOWSKI, 2011; SOCHAN et al., 2015). Egyre inkább szükségessé válik továbbá olyan mérési módszerek szabványosítása, amely az egyes szakterületek számára elfogadható, a mérések egyszerűen elvégezhetőek és minél inkább automatizálhatóak. Fontos feladat lenne továbbá a már meglévő, a különféle szemcseméret-osztályozási rendszerek, mérési módszerek stb. alapján meghatározott mechanikai összetétel adatok egységes adatbázisba szervezése és összehasonlíthatóságuk megteremtése (NEMES et al., 1999).

A hazai talajtani gyakorlatban legáltalánosabban használt az ún. „pirofoszfátos szítás-ülepítési, pipettás” (MSZ-08.0205-78; a továbbiakban **MSZ**) módszer, míg a nemzetközi szabványok közül a korábbi (ISO/DIS 11277:1994; továbbiakban **ISO/DIS**), illetve az újabb (ISO 11277:2009(E); továbbiakban **ISO**) szítás-ülepítési, pipettás módszerek a legismertebbek.

A MÖ vizsgálata során a mérés legfontosabb szakaszai: a durva vázrészek (>2 mm) eltávolítása után a talaj aggregátumok roncsolása elemi alkotóelemekké, az elemi szemcsék tartós diszpergálása és a diszpergált részek méret szerinti elkülönítése.

A talajok kötőanyagként általában szerves anyagokat, vas-(oxi)hidroxidokat és karbonátokat tartalmaznak, melyek különféle kémiai előkezelésekkel a részecskék felületéről leoldhatók és a talajszuszpenzióból eltávolíthatók (GEE & BAUDER, 1986). A kémiai előkezelések különfélék lehetnek. A *humuszanyagok*, mint legfőbb szerkezetképző komponensek eltávolítására általában hidrogén-peroxid oldatot használnak, ami egyes módszereknél nagyon híg koncentrációjú (1–3 százalékos) (MATHIEU & PIELTAIN, 2003), a régebbi ún. „nemzetközi A módszerrel” 6%-os (DI GLÉRIA et al., 1957), míg az ISO/DIS és ISO módszerek esetében 30%-os. A *karbonátok* eltávolítása hagyományosan általában híg (0,05 M) sósavval történik (ld. „Asztapov módszer”) (DI GLÉRIA et al., 1957; KACHINSKY, 1965); az ISO/DIS és ISO módszertan az 1 M sósav oldat használatát javasolja opcionálisan (amennyiben a talaj tömegszázalékos mésztartalma 2%-nál nagyobb). A francia módszertan a 10%-nál nagyobb CaCO<sub>3</sub> tartalmú talajokban a mész kivonására az erőteljesen roncsoló sósav helyett KCl oldat hozzáadását ajánlja a mikroaggregátumok dezaggregálására (MATHIEU & PIELTAIN, 2003). A talajrészecskéket összetapasztó vas-(oxi)hidroxidok eltávolítására az ISO/DIS és ISO módszerek – feltételesen – a Na-ditionit hozzáadását javasolják Na-citrát–Na-bikarbonát puffer közegben. Számos hazai és nemzetközi tapasztalat azt mutatja, hogy a kémiai előkezelésekkel nemcsak a talaj aggregátumokat választjuk szét, hanem – az előkezelés módjától függően – bizonyos talajásványokat is elroncsolhatunk, illetve kioldhatunk a talajból (LAVKULICS & WIENS, 1970; MIKUTTA et al., 2005; BALÁZS et al., 2011; SCHULTE et al., 2016).

A kémiai előkezelések során a további cél az – aggregátumokból felszabadított – elemi részecskék diszpergálása a negatív töltésű adszorpciós helyek nagy elektronegativitású kationokkal (alkálifém kationok, általában Na<sup>+</sup> vagy Li<sup>+</sup> ionok) történő telítésével. Az adszorbeált alkálifém ionok nagy hidrát burkuk segítségével megakadályozzák a részecskék újbóli összetapadását. Az Egyesült Államokban, Oroszországban és több európai országban egyaránt elterjedt a Na-pirofoszfát alkalmazása az előkezelések során. A Na-pirofoszfát Na<sup>+</sup> ionja lecseréli a Ca<sup>++</sup> ionokat a talajkolloidok felületéről, peptizáló hatásával elősegíti az elemi részecskék tartós diszpergált állapotának kialakulását. Ugyanakkor feltehetőleg némiképp képes megbontani a talajban ragasztóanyagként jelenlévő Ca-vegyületek (Ca-humát, -karbonát stb.) kötéseit is. Ez a tapasztalat vezethetett el oda, hogy némely módszertan (mint például az MSZ módszer is) előkészítésként – az egyéb kémiai előkészítő eljárások teljes elhagyásával – kizárólag a Na-pirofoszfátos előkezelést alkalmazza, melynek során a talajszuszpenzióhoz hozzáadandó Na-pirofoszfát oldat mennyiségét az Arany-féle kötöttségi szám függvényében határozzák meg. A felszabaduló Ca<sup>++</sup> ionok vízben oldhatatlan Ca-pirofoszfát formájában megkötődnek, a szuszpenzió szilárd fázisában a homokfrakció mennyiségét – mesterségesen – megnövelve (KACHINSKY, 1965; MIKUTTA et al., 2005). A Na-pirofoszfáthoz hasonló hatású diszpergálószer az ISO/DIS és ISO módszerek által ajánlott Na-hexametafoszfát, vagy a régebbi szabványok által a kis mésztartalmú talajok előkezelésére az ún. „Vageler előkészítés” során javasolt Li-karbonát is (DI GLÉRIA et al., 1957). A régi nemzetközi szabvány („nemzetközi A módszer”) diszpergáló szerként 1 M Na-hidroxid oldat hozzáadását írja elő (DI GLÉRIA et al., 1957). Egyes amerikai módszerkönyvek kémiai diszpergálásra 1–20%-os ammónium-hidroxid oldat használatát ajánlják (SHEIN, 2009).

A MÖ vizsgálatok során a kémiai diszpergálást a mechanikai diszpergálás követi. Ez általában a talajszuszpenzió különböző ideig történő rázatását vagy keverését jelenti különböző típusú eszközökkel. Az ultrahangos diszpergálást leginkább a lézerdiffrakciós MÖ méréseknél alkalmazzák, az ülepítékes módszereknél ritkábban használatosak (GENRICH & BREMNER, 1972; SOCHAN et al., 2012; 2015).

A MÖ vizsgálatok következő lépése a részecskék különböző mérettartományú frakciókba történő elkülönítése és az egyes frakciókba eső mennyiségek meghatározása. A szétválasztandó frakciók száma és mérettartománya országonként és tudományterületenként nagy változatosságot mutat (RODERICK, 1966; NEMES et al., 1999). A legáltalánosabb az agyag-, por- és homokfrakciók elkülönítése, illetve e „főfrakciók” „alfrakciókra” (pl. finom por, durva por stb.) történő megosztása. Az agyagfrakció felső mérethatára általában 0,002 mm (pl. MSZ; JURY et al., 1991; ISO, de az orosz talajtani iskola általában a 0,001 mm-es mérethatárt fogadja el (SHEIN, 2009), míg egyes kutatók és mérnöki szabványok a 0,005 mm-t rögzítik, mint az agyagfrakció felső mérethatárát (SHAW & ALEXANDER, 1936; GOST 12536-79; GEE & OR, 2002). A porfrakció felső mérethatára az előzőnél még nagyobb változatosságot mutat. A legelterjedtebb és legrégebbi mérethatár a 0,02 mm (ATTERBERG, 1912), ez volt sokáig a hazai talajtani vizsgálati módszertanban is a por/homok határ (DI GLÉRIA et al., 1957). 1938-tól vezették be az USDA módszertanba a 0,05 mm-es por/homok mérethatárt, mely aztán fokozatosan elterjedt az egész világon (LYON et al., 1943); a legutóbbi évekig a nemzetközi szabványokban is ez szerepelt (ISO/DIS). 1947-től az Amerikai Geofizikai Unió a 0,062 mm-t fogadta el a porfrakció felső mérethatárának (AGU, 1947); a jelenlegi ISO módszer pedig egy ehhez hasonló értéket (0,063 mm) rögzít, mint por/homok mérethatárt. A homokfrakció felső határa általában 2 mm, ez alól kivétel az orosz klasszifikációs rendszer 1 mm-es mérethatára (SHEIN, 2009). Az „alfrakciók” felosztása még az eddigieknél is nagyobb változatosságot mutat.

A szítás-ülepítéssel kapcsolatos módszereket 1700-as évek elejétől használták a különböző méretű talajrészecskék elválasztására tapasztalati alapon (MILLER et al., 1988). Szítással a homokfrakciót (vagy annak egy részét) különítjük el az ülepítés megkezdése előtt, míg a homokfrakciónál kisebb méretű részecskék mennyiségét leggyakrabban ülepítéssel eljárásokkal határozzuk meg (GEE & BAUDER, 1986). Az ülepítéssel kapcsolatos módszerek elméleti alapjául szolgáló Stokes-törvény 1904-től ismert (HALL, 1904). A törvény a gömbszerűnek feltételezett talajszemcsék ún. „ekvivalens átmérője” alapján számítja az ülepedési sebességet (VÁRALLYAY, 1993a). A módszerek alkalmazása során ez hibák forrása lehet, hiszen az elemi részecskék többnyire szabálytalan alakúak (az agyag mérettartomány felé haladva egyre inkább lemezes vagy csöves formájúak) (CLIFTON et al., 1999). A különböző alakú, de azonos ekvivalens átmérőjűnek tekintett szemcsék ülepedési sebessége nem állandó, bár a módszer annak tekinti. Befolyásolhatja az ülepedési sebességet a szemcsék eltérő sűrűsége is (MATHEWS, 1991). E módszerek további hátránya, hogy relatív nagy mintatömeget igényelnek (20–40 g), időigényesek (különösen a 2 µm-nél kisebb méretű frakció esetében) és korlátozott felbontásban képesek megadni az egyes mérettartományokba eső anyagmennyiségeket. Mindezeket túl az 1 µm-nél kisebb méretű részecskék mennyisége a csökkenő részecskemérettel arányosan növekvő bizonytalansággal mérhető az ülepedési sebességet befolyásoló Brown-féle mozgás következtében (LOVELAND & WHALLEY, 2001). A talaj MÖ vizsgálatok céljára leginkább két – a Stokes-törvényen alapuló – vizsgálati módszer terjedt el. A szítás-pipettás módszerrel (SPM) az ülepedő szuszpenzió tömegszázalékos koncentrációját, a szítás-hidrométeres módszerrel (SHM) a sűrűségét határozzuk meg. A vizsgálati módszereket szakterületenként különféle nemzeti és nemzetközi szabványok rögzítik (ALLEN, 1990; LU et al., 2000). A SPM-re jelenleg érvényben lévő ISO szabvány a 0,063 mm feletti, az ISO/DIS szabvány a 0,05 mm feletti teljes homokfrakciót, míg az MSZ módszertan csak a 0,25 mm feletti durva homok frakciót választja le szítással. Mivel a mérések során az ülepedési sebességek kiszámításához ismerni kell az ülepedő talaj sűrűségét, az MSZ módszer előírja a talajok piknométerrel, vizes közegben történő sűrűség meghatározását (látszólagos sűrűség). A tényleges gyakorlat azonban az, hogy a sűrűség mérése vagy a lényegesen egyszerűbb mérőlombikos eljárással történik, vagy az ülepítés során a talajok átlagsűrűségével (2,65 g/cm<sup>3</sup>) számolnak. Az ISO/DIS és ISO módszer is a talajok átlagsűrűségét veszi alapul. Befolyásolhatja az ülepedési sebességet az ülepedő szuszpenziók hőmérséklete is. Ezt egyes eljárások a szuszpenziókat tartalmazó ülepítő hengerek termosztálásával oldják meg, de

sokkal gyakoribb – az MSZ, illetve az ISO/DIS és ISO módszereknél is ez a megoldás – a hőmérsékleti korrekciós táblázatok alkalmazása. Az SPM és SHM eredmények azonos előkészítési módot alkalmazva közel hasonlóak (LIU et al., 1996; GOOSSENS, 2008). Bár az SHM mérések az SPM mérésekhez képest általában lényegesen egyszerűbbek, azért még mindig idő- és munkaigényesek. Az ülepítéssel kapcsolatos módszerek további hátránya, hogy a részecskeméret eloszlás („szemeloszlás”) görbének legtöbbször csupán néhány (általában az egyes frakciók mérethatárainak megfelelő) pontját határozza meg. Az ülepítésen alapuló további, a talajok MÖ-ének meghatározására kevésbé elterjedt mérési eljárás az Atterberg-féle iszapolás (DI GLÉRIA et al., 1957), a centrifugálás módszer (JACKSON, 1958) és a fotoszedimentációs módszer (BUAH-BASSUAH et al., 1988).

Újra és újra felmerül a különböző ipari alapanyagok szemcseeloszlás-meghatározására használt műszeres mérési módszerek (optikai vagy scanning elektron mikroszkópok, röntgensugár gyengítéssel módszer, az ún. Coulter részecskeszámláló módszer vagy a fényszórás fotometria vizsgálatok) talajtani alkalmazhatóságának lehetősége. Ezek közül az eljárások közül a lézer diffrakción alapuló módszertan 1970-es években fejlesztették ki (ALLEN, 1990, MA et al., 2000) és jó eredménnyel adaptálták különböző üledékek vizsgálatára (KONERT & VANDENBERGHE, 1997; KENKILÄ, 2005; RAMASWAMI & RAO, 2006).

A MÖ mérési eredmények értékelése során gyakran használunk ún. háromszögdiagramokat, hogy a táblázatos formában kapott mérési eredményeket „átfordítsuk” fizikai féleség kategóriákra. A háromszögdiagramok (az azokban alkalmazott fizikai féleség kategóriák száma, illetve agyag-, por- és homokszázalékban megadott „tartomány-határa”) országonként és szakterületenként szintén különbözőek (MOEYS, 2014), de legáltalánosabban elterjedtnek az ún. USDA textúra-diagram tekinthető (USDA, 1993).

A különféle MÖ meghatározási eljárásokat megismerve felmerül a kérdés, hogy mely mérési, illetve előkészítési módszer tekinthető szakmai szempontból elfogadhatónak. A kérdés megválaszolásához hozzásegíthet bennünket, ha a mechanikai összetétel mérési eredményeket összevetjük egymással, illetve olyan egyéb talajfizikai paraméterekkel (pl. fajlagos felület, képlékenységi mutatók, vízgőzadszorpció stb.), melyek kapcsolata tudományosan igazolt a MÖ eredményekkel (DI GLÉRIA et al., 1957).

### ***2.2.1. A talajok mechanikai összetételének meghatározása lézerdiffrakciós módszerrel***

Az optikai mérési módszerek elterjedése áttörést jelentett számos tudományterületen. A lézeres eszközökön alapuló mérések pontossága forradalmasította a mérési módszereket, új irányvonalakat jelölt ki mind a módszertani szemléletben, mind a műszergyártásban.

A lézerdiffrakciós módszert (**LDM**) egyre többen alkalmazzák a talaj MÖ-ének meghatározására (MCCAVE et al., 1986; BUURMAN et al., 1997; BEUSELINCK et al., 1998; PYE & BLOTT, 2004; BLOTT & PYE, 2006; RYZAK & BIEGANOWSKI, 2011; SOCHAN et al., 2012; FENTON et al., 2015; YANG et al., 2015). Az LDM elméleti alapja az, hogy a készülékben áramoltatott, megfelelő koncentrációjú talajszuszpenziót monokromatikus lézersugárnyaláb világítja át és a részecskék által többféle szögben szórt fényt egy több elemből álló detektor érzékeli (BITRKHOLZ & POLKE, 1984). A detektorok által rögzített diffrakciós kép-adatokat a választott optikai modell (ld. később!) segítségével transzformálják, a teljes térfogat részeit diszkrét számú méretosztályba sorolják, majd az eredményt térfogat arányos részecskeméret-eloszlásként adják meg (DE BOER et al., 1987; ALLEN, 1990). Gömbszerű és egyforma sűrűségű elemi részecskéket feltételezve a mért térfogatarányos szemcseméret-eloszlás megegyezik a tömegarányossal (BIEGANOWSKI et al., 2012). A módszer előnye a gyorsasága (max. 3-10 perc/minta) mellett,



hogy a mérési eredményt egy folytonos függvényként adja meg, így az eredmények könnyebben összevethetők különböző szemcseméret osztályozási rendszerek és mérési módszerek MÖ adataival. Emellett az eredmények jól reprodukálhatók (a különböző egyéb mérési módszerekhez képest legalább egy nagyságrenddel pontosabbak) (ROBERSON & WELTJE, 2014; WANG et al., 2015). Az újabb lézerdiffrakciós elvű készülékek már a talajvizsgálatoknál megkívánt széles mérettartományban (tized mikrontól néhány milliméterig terjedő) képesek mérni. Az LDM mérések legfőbb hátránya (a műszerek viszonylagos drágasága mellett), hogy – többek között a talajfizikai mérésekre vonatkozó szabványosított módszer hiánya miatt – nem áll rendelkezésünkre kellő mennyiségű tapasztalat a különböző hagyományos mérési módszerekkel kapott eredményekkel való összehasonlíthatóságról, átszámíthatóságról (RYŻAK & BIEGANOWSKI, 2011). A viszonylag kis vizsgálandó mintamennyiség (0,3–0,5 g) sok esetben előnyös lehet (ritka, kis mennyiségben begyűjthető mintáknál). Hátránya viszont, hogy a kis bemért mintamennyiségek miatt felmerülhet a vizsgált részminták reprezentativitásának kérdése. MILLER ÉS SCHAETZL (2012) pl. arról számoltak be, hogy a mintegy 1500 talajminta vizsgálata során a minták 11,5%-ának megváltozott a fizikai félesége a második részmintából történt mérések eredményei alapján.

A lézerdiffrakciós MÖ mérések egységes vizsgálati módszertanának kidolgozása céljából a továbbiakban áttekintem azokat a – talajtani vonatkozású – LDM MÖ vizsgálatokkal kapcsolatos közleményeket, melyek módszertani leírásokat, illetve javaslatokat tartalmaznak (*1. táblázat*).

#### 2.2.1.1. A lézerdiffrakciós mérések eredményeit befolyásoló tényezők

A szakirodalmi közlések szerint számos tényező befolyásolhatja a LDM MÖ mérések eredményeit. A LDM nem képes különbséget tenni az elemi részecskéken és a talaj aggregátumokon bekövetkező fényelhajlás között, ezért – hasonlóan az ülepitéses vizsgálatokhoz – döntő, hogy az elemi részecskék a mérés előtt dezaggregált, diszpergált állapotban legyenek. Ezért a mérési eredmények alakulása nagymértékben függ az *előkészítési módszer* megválasztásától: a minták dezaggregálására és diszpergálására alkalmazott kémiai előkezelések (aggregátumokat összetartó ragasztóanyagok roncsolása, diszpergálószer használata) alkalmazásától, a mechanikai diszpergálás intenzitásának és idejének beállításától (ARRIAGA et al., 2006; BIEGANOWSKI et al., 2010; RYŻAK & BIEGANOWSKI, 2010; 2011; VDOVIĆ et al., 2010; SOCHAN et al., 2012; 2014). A kémiai előkezelések során (pl. humuszroncsolás, vas-oxidok eltávolítása) megváltozhat a szuszpenzió színe, ami szintén befolyásolhatja a mérési eredményeket (ESHTEL et al., 2004).

A talajok LDM MÖ mérésére különféle eszközöket vehetünk igénybe (1a-1c. táblázat). A mérőműszerek detektorainak eltérő száma miatt változhat a MÖ mérések mérethatára és a szemeloszlási görbék mért pontjainak sűrűsége (BUURMAN et al., 1997; GOOSSENS, 2008). Míg az ülepitéses MÖ talajvizsgálati módszerek esetében szabványok írják elő az előkészítés módját (ld. fentebb!), a lézerdiffrakciós MÖ vizsgálatok esetében mindeztidáig nem alkottak egységes talaj-előkészítési szabványokat.

A vizsgált közlemények (*1. táblázat*) egyharmada használt valamiféle roncsolásos előkezelést az aggregátumok kötőanyagainak eltávolítása céljából. Általában az ülepitéses módszereknél alkalmazott (szabványosított) előkészítési eljárásoknak megfelelően jártak el (vegyszerek, oldatkoncentrációk megválasztása) – nyilvánvalóan az ülepitéses módszerekkel való összehasonlíthatóság céljából. A vizsgálatok során elsősorban a humuszanyagokat roncsolták el hidrogénperoxidos kezeléssel, ritkábban találkozunk a mész sósavas (esetleg Na-acetátos) kioldásával. Az LDM MÖ méréseket megelőzően a nemzetközi (ISO 11277: 2009(E)) szabványban javasolt teljes roncsolást (a humusz és a karbonátok mellett a vasoxi-hidroxidok kioldása) csak elvétve alkalmazták (*2. táblázat*).

Kémiai diszpergálással a vizsgált közlemények közel 70%-ában találkozhatunk az LDM MŰ méréseket megelőzően. Diszpergálószerként legtöbbször nátrium-hexametafoszfátot ((NaPO<sub>3</sub>)<sub>6</sub>) vagy nátrium-pirofoszfátot (Na<sub>2</sub>H<sub>2</sub>P<sub>2</sub>O<sub>7</sub>) használtak (2. táblázat). Ezzel szintén igazodni kívántak az ülepítéssel módszereknél alkalmazott szabványokhoz (pl. a nemzetközi – ISO 11277:2009(E) az előbbi, míg a hazai szabvány – MSZ-08.0205-78 – az utóbbi alkalmazását írja elő). A diszpergáló oldatok koncentrációját nem minden esetben tüntették fel a szerzők.

A mechanikai diszpergálás során általában a mintát hosszabb-rövidebb ideig tartó, meghatározott erősségű ultrahangos (továbbiakban UH) kezelésnek vetik alá, melynek során az egyes aggregátumok szétesnek (GENRICH & BREMNER, 1972). Több műszergyártó cég is beépíti az UH-os előkészítő egységet a mérőrendszerébe (1. táblázat). A mérőműszerbe épített vagy hozzá kapcsolt előkészítő egység típusa (pl. az UH-os előkezelő rendszer geometriája), az előkészítés során alkalmazott keverési és szivattyúzási sebesség és az UH kezelés erőssége, illetve hossza egyaránt befolyásolja a mechanikai diszpergálás mértékét, és ezáltal a hatással van a mért MŰ eredményekre (CHAPPELL, 1998; RYŻAK & BIEGANOWSKI, 2011). A gyártók ugyan megadnak beállítási protokollokat a termékeikhez, mely az egyes műszerek, illetve előkészítő egységek esetében eltérő lehet.

1a. táblázat

Talajtani vonatkozású lézerdiffrakciós mechanikai összetétel vizsgálatok a szakirodalomban – készülék típusonként és előkészítő egységenként rendszerezve

Készülék típusa	Előkészítő egység	Vizsgált minta típusa (mintaszám)	Irodalom	Irodalom kódja
B.-Coulter LS100 & Malvern 2600	-	svájci folyami és tavi üledékek	Loizeau et al., 1994.	<b>1</b>
	-	belga agyagbemosódásos talajok, kvarcminták (107)	Beuselinck et al., 1998.	<b>2</b>
B.-Coulter LS120	-	spanyol talajművelési kísérletek talajai (32)	Paz-Ferreiro et al., 2010.	<b>3</b>
B.-Coulter LS130	Soniprep 150	Közép-angliai vízgyűjtő talajai (51)	Walling et al., 2000.	<b>4</b>
B.-Coulter LS200	-	belga különböző textúrájú talajok (104)	Vandecasteele & De Vos 2001.	<b>5</b>
B.-Coulter LS230	-	brazil Oxisol talajok	Buurman et al., 1997.	<b>6</b>
	-	holland tengeri, fluvialis és eolikus üledékek (138)	Buurman et al., 2001.	<b>7</b>
	-	USA agyagos márgás üledékek (42)	Eshel et al., 2004.	<b>8</b>
	-	USA különböző fel- és altalajok (43)	Zobeck, 2004.	<b>9</b>
	nedves előkészítő	USA természetes és mesterséges talajok (18)	Arriaga et al., 2006.	<b>10</b>
	-	spanyol talajok (5)	Guzmán et al., 2010.	<b>11</b>
B.-Coulter LS-13 320	-	kínai talajok (43)	Wang et al., 2013.	<b>12</b>
	-	kínai talajok (1013)	Wang et al., 2015.	<b>13</b>
	-	német és kínai talajok	Schulte et al., 2016.	<b>14</b>
Micro Trac	-	USA talajok és üledékek (10)	Cooper et al., 1984.	<b>15</b>
MicroTrac S3500	-	indiai különböző talajok (50)	Jena et al., 2013.	<b>16</b>

A 2. táblázatból látható, hogy a közlemények közel fele nem alkalmazott UH előkezelést, vagy nem közölte ennek részleteit. A fennmaradó közleményekben a 30 másodpercestől a 10 perces UH-os diszpergálásig különböző időtartamok találhatóak, azonban a kezeléseket túlnyomó része 3 és 5 perc közé esett. Még kevesebb az információ az UH-os kezelésekről erősségére

vonatkozóan (a közlemények alig 15%-a). A megadott értékek nehezen összehasonlíthatók, hiszen a készülékek műszerkönyvei sem nyújtanak egyértelmű tájékoztatást az UH-kezelések erősségéről, illetve a beállítható fokozatok jelentéséről.

A 3. táblázatban a mechanikai diszpergálás másik két fontos tényezőjét, az előkészítő egységekbe épített keverő, illetve keringető rendszer szivattyúzási sebességét hasonlítottam össze. Az esetek közel egyharmadában találtam erre vonatkozó információt, főként a Mastersizer 2000 mérőműszer előkészítő egységeire vonatkozóan. A talajvizsgálatok céljára leginkább javasolható Hydro G egység esetében a leginkább elfogadott keverési sebesség 600 rpm (revolutions per minute; az egy percre eső fordulatok számát jelenti), míg a szivattyúzási sebesség 1750 rpm volt. A Hydro MU előkészítő egységen ezzel szemben nem adható meg külön-külön a keverés és a szivattyúzás sebessége; a legtöbbször a 2500 rpm keverési és szivattyúzási sebességgel találkozhatunk a közleményekben.

1b. táblázat

Talajtani vonatkozású lézerdiffrakciós mechanikai összetétel vizsgálatok a szakirodalomban – készülék típusonként és előkészítő egységenként rendszerezve

Készülék típusa	Előkészítő egység	Vizsgált minta típusa (mintaszám)	Irodalom	Irodalom kódja
Fritsch Analysette 22	-	kvarc modellanyag (4) és holland talajok (158)	Konert & Vandenberghe, 1997.	17
	-	oroszcsernozjom talajok (10)	Shein et al., 2006.	18
	-	oroszcsernozjom, podzol talajok és talajkeverékek	Fedotov et al., 2007.	19
	-	olasz talajok, A szint (40)	Antinoro et al., 2012.	20
	-	magyar változatos textúrájú és struktúrájú talajok (8)	Centeri et al., 2015.	21
Fritsch Analysette 22 Compact	-	jellegzetes magyar és európai fel-talajok (170)	Hernádi et al., 2008.	22
Fritsch Analysette 22 ECO	-	olasz különböző textúrájú talajok (30)	Ferro & Mirabile, 2009.	23
	-	olasz talajok (228)	Di Stefano, 2010.	24
	-	olasz talajok (747)	Di Stefano, 2011.	25
Fritsch Analysette 22 MicroTec	-	magyar különböző alapkőzetten kialakult talajok (17)	Madarász et al., 2012.	26
	-	magyar folyóvízi hordalék (25)	Kun et al., 2013.	27
	-	szlovák durva és közepesen finom talajok (4)	Kondrlova et al., 2015.	28
Horiba LA-920	-	eltérő fizikai féleségű talajok (5)	Kowalenko & Babuin, 2013.	29
Horiba LA-930	-	USA talajok (10)	Segal et al., 2009.	30
Malvern 2600	-	nigeri kavicsos márga (>200)	Chappell, 1998.	31
Malvern 3600E	-	iszap	McCave et al., 1986.	32
Mastersizer Long-bed X	MSX17	litván tartamkísérletek taljai (92)	Booth et al., 2003.	33
Mastersizer MS20	-	USA és olasz talajok (8)	Pieri et al., 2006.	34

Sok esetben a mechanikai és kémiai diszpergálást egyidejűleg alkalmazták (2. és 3. táblázat). Egyes szerzők szerint a hosszú ideig tartó UH-kezelés vagy az UH-kezelés és a diszpergálószeres együttes hatására a már diszpergálódott részecskék újbóli koagulációja figyelhető meg, mely torzíthatja a valós szemcseeloszlási eredményeket (MCCAVE et al., 1986; CHAPPELL,

1998; RYŻAK & BIEGANOWSKI, 2011). Amennyiben a mechanikai és kémiai diszpergálást együttesen alkalmazták, felmerült a kezelések sorrendjének kérdése is. A vizsgált közlemények jelentős többségében először a kémiai, majd a mechanikai diszpergálást végezték el. RYŻAK ÉS BIEGANOWSKI (2011) tapasztalatai alapján első lépésben a kémiai diszpergálószer alkalmazása javasolható, majd ezt kell, hogy kövesse egy 5 percnél nem hosszabb idejű ultrahangos diszpergálás.

*1c. táblázat*

Talajtani vonatkozású lézerdiffrakciós mechanikai összetétel vizsgálatok a szakirodalomban – készülék típusonként és előkészítő egységenként rendszerezve

Készülék típusa	Előkészítő egység	Vizsgált minta típusa (mintaszám)	Irodalom	Irodalom kódja
Mastersizer 2000	Hydro MU	lengyel erdő-, réti és csernozjom talajok (3)	Bieganowski et al., 2010.	35
	Hydro MU	lengyel réti, öntés és csernozjom feltalajok (23)	Ryżak & Bieganowski, 2010.	36
	-	horvát réti és erdőtalajok (12)	Vdović et al., 2010.	37
	-	finn és ausztrál rétegszilikátok (4)	Gantenbein et al., 2011.	38
	Hydro MU	lengyel réti, öntés és csernozjom feltalajok (23)	Ryżak & Bieganowski, 2011.	39
	Hydro MU	USA talajok (1485)	Miller & Schaetzl, 2012.	40
	Hydro MU; Hydro G	lengyel réti, öntés és csernozjom feltalajok (23)	Sochan et al., 2012.	41
	Hydro G	lengyel barna erdőtalaj A szintje és lösz (2)	Bieganowski et al., 2013.	42
	Hydro G	lengyel réti, vázталajok (84)	Lamorski et al., 2014.	43
	Hydro MU	lengyel glaciális üledékek (20)	Orzechowski et al., 2014.	44
	-	kínai különböző fizikai féleségű talajok (11)	Peng et al., 2015.	45
	Hydro G	homokminták (3)	Polakowski et al., 2014.	46
	Hydro MU	szennyvíziszap (2)	Sochan et al., 2014.	47
	Hydro SM	magyar homok talaj (1)	Joó et al., 2015.	48
	Hydro G; Hydro MU	üveggyöngyök- keveréksor	Polakowski et al., 2015.	49
	Hydro MU	lengyel talajok (3)	Sochan et al., 2015.	50
	-	kínai talajok (235)	Yang et al., 2015.	51
	Hydro G	ír réti talajok (49)	Fenton et al., 2015.	52
		USA, homoktalajok (30)	Thomas & Redsteer, 2016.	53
Mastersizer 3000	Hydro LV	hullópor minták	Varga et al., 2016.	54

Az áttekintett közlemények közel egyharmada a Fritsch cég Laser Particle Size Analysette 22 műszer valamelyik változatát használta (pl. KONERT & VANDENBERGHE, 1997; HERNÁDI et al., 2008; FERRO & MIRABILE, 2009; DI STEFANO et al., 2010; 2011; ANTINORO et al., 2012; MADARÁSZ et al., 2012; KUN et al., 2013; KONDRLOVA et al., 2015; CENTERI et al., 2015). A műsértípus egyszerűen kezelhető, az előre beállítható mérési protokolloknak (SOP: Standard Operating Procedures) köszönhetően a minta behelyezése után automatikusan végzi a diszpergálást, a mérést. Felszerelhető nedves és száraz diszpergáló egységgel, valamint mindkettőhöz automatikus minta előkészítő csatlakoztatható. A műszer az ISO13320-as mérési protokollal dolgozik, ami nedves diszpergálás esetén a 0,1–2100 µm mérettartomány közé eső részecskék mérését teszi lehetővé. Egy 7 mW-os zöld ( $\lambda=532$  nm) és egy 15 mW-os infravörös ( $\lambda=850$  nm) lineáris polarizációjú lézer segítségével történik a mérés. Az 57 elemből álló detektor 2 szegmensben (függőleges és vízszintes) fogadja a polarizált lézerfényt. A szórás mérhető tartomá-

nya 0,014°–156°. A műszerrel egyszerre legfeljebb 110 mérettartomány mérhető. A mérésekhez használt paramétereket (refraktív index, adszorpciós tényező) a szerzők ritkán közlik részletesen, melynek oka feltehetően a műszer által nyújtott teljes automatizálás lehetősége (Fritsch Laser Particle Sizer Analysette 22 NanoTec Measuring Unit Description).

### 2. táblázat

Az aggregátumok roncsolásának és a diszpergálás módszerének megválasztása a vizsgált közleményekben

Roncsolás	Irodalom kódja	Ultrahangos diszpergálás		Irodalom kódja
		UH időtar- tama (min)	UH erőssége	
hidrogén-peroxid (humusz eltávolítás)	2; 3; 4; 5; 6; 12; 13; 14; 15; 16; 17; 18; 22; 23; 24; 25; 26; 30; 33; 34; 37; 45; 48; 52; 53; 54	0,5	-	45
		0,5	35 W	41
		0,5	350W, 20 kHz	15
HCl (mész eltávolítás)	14; 16; 17; 22; 45; 54	1	energy lvl. 3	8
Na-acetát (mész eltávolítás)	5; 34	1,5	-	9
Na-ditionit (Fe-oxi-hidr- oxidok eltávolítása)	6; 22	2	-	44; 52
		3	-	20; 23; 24; 25;
<b>Kémiai diszpergálószer</b>	<b>Irodalom kódja</b>	3	22 kHz	18
Na- hexameta-foszfát (Calgon)	3; 4; 5; 8; 9; 10; 11; 13; 23; 24; 25; 28; 30; 32; 33; 34; 37; 40; 45; 53	3*	36 kHz; 60 W	27
		4	35 W 100%	39; 43; 47
Na- hexameta-foszfát + Na- bikarbonát	2; 5; 22; 31; 39; 46; 50; 52	4	35 W 75%	42;
		5	-	4; 5; 16; 32; 37
Na-pirofoszfát	14; 17; 18; 19; 21; 22; 26; 38; 54	9,6	energy lvl. 4	11
Na-pirofoszfát + Na-bi- karbonát	15	10	35 kHz	26
Na-hidroxid	12; 13; 16	3-10 (3)	-	31
		0/ 6/ 8/ 9 (8)	-	10

\*: mérés közben folyamatos ultrahangos kezelés; több vizsgált időtartam esetén zárójelbe tettem és dőlt betűvel jeleztem a szerzők által javasolt értéket

### 3. táblázat

Az előkészítő egységek áramlási és keverő sebességének beállításai a vizsgált közleményekben

Előkészítő egység	Keverési sebesség (rpm)	Szívattyúzási sebesség (rpm)	Irodalom kódja
Hydro G (Mastersizer 2000)	600	1750	49
	700	1750	41; 42; 43; 46
	800	2000	52
Hydro SM (Mastersizer 2000)	1200		48
Hydro MU (Mastersizer 2000)	1500		47
	2500		35; 36; 41; 44; 49; 50;
	1200–3000 (2500)		39
	3000		40
Fritsch Analysette 22	3600–4200		20; 23; 24; 25

több vizsgált sebesség esetén zárójelbe tettem és dőlt betűvel jeleztem a szerzők által javasolt értéket

A közlemények szintén kb. egyharmada valamilyen Malvern gyártmányú műszert használ az LDM MŰ mérésekhez (pl. MCCAVE et al., 1986; CHAPPELL, 1998; BITTELLI et al., 1999; BIEGANOWSKI et al., 2010; RYŻAK & BIEGANOWSKI, 2011; LAMORSKI et al., 2014; JOÓ et al., 2015; THOMAS & REDSTEER, 2016). Ezek közül is legtöbbször a Mastersizer 2000 rendszereket alkalmazták. Ezek a műszerek a manuális mérés mellett szintén felkínálják az előre beállítható mérési protokollok használatát. Felszerelhetők többféle nedves (Hydro MU, Hydro G) és egyféle száraz (Scirocco 2000) diszpergáló egységgel. A Mastersizer 2000 műszer mérési tartománya 0,02–2000  $\mu\text{m}$ . A műszer egy vörös hélium-neon lézer, valamint egy kék színű szilárd-test fényforrást tartalmaz (Malvern Operators Guide, 1999). A vizsgált szakirodalom fennmaradó részében (LOIZEAU et al., 1994; BUURMAN et al. 1997; BEUSELINCK et al., 1998; BUURMAN et al., 2001; VANCASSTEELE & DE VOS, 2001; ESHEL et al., 2004; ZOBECK, 2004; ARRIAGA et al., 2006; GUZMÁN et al., 2010) a szerzők jelentős része a Beckman Coulter cég műszereit használta a méréshez, jellemzően az LS széria valamelyik modelljét (többségben az LS230-at). A rendszer 4 tagja (LS100, LS130, LS200, LS230) a mérési határokon tér el egymástól. A műszerhez 3 nedves (Fluid Module, Hazardous Fluid Module, Micro Volume Module) valamint 1 száraz (Dry Powder Module) diszpergáló egység csatlakoztatható. Az 5 mW-os ( $\lambda=750$  nm) vörös fényű lézer fényét 3, alacsony, közepes és magas szögben beeső polarizált fény mennyiségét mérő detektor fogja fel. Ezek a gépek nem a legkorszerűbbek, így a beállítások automatizálásuk nem vagy kevésbé lehetséges (Coulter LS series Product Manual). Összesen két közleményben találkozhatunk a Horiba műszercsalád termékeinek talajvizsgálati célú alkalmazásával (SEGAL et al., 2009; KOWALENKO & BABUIN, 2013). A műszertípusok közül talán az Analysette 22 termékcsalád kezelése a legkönnyebben elsajátítható. A Mastersizer 2000 használata kicsit bonyolultabb, viszont a mérések némiképp jobban reprodukálhatóak. A Coulter LS széria tagjai teljesítményükben nem tudják felvenni a versenyt az előző két modellel, előnyük viszont az, hogy ezek a legolcsóbb eszközök.

A tapasztalatok szerint az LDM MŰ mérési eredményeket nagymértékben befolyásolja a vizsgált talajszuszpenzió koncentrációja, vagyis a szuszpenzióban lévő részecskék száma. A mérőrendszerbe adagolt talajminta mennyiségét a szuszpenzió „fénygyengítési mutatója” („obscuration” ~ elhomályosulás) szabja meg, melyet a műszer a minta adagolása közben mér és folyamatosan jelez. A „fénygyengítési mutató” azt jelzi, hogy a lézerfényt milyen mértékben „homályosítják” el a mérendő talajrészecskék. A Mastersizer 2000 készülék gyártója pl. a 10 és 20% közötti értékeket javasolja: 10% alatt a részecskék száma túl kicsi ahhoz, hogy megbízható eredményeket kapjunk, míg a 20% feletti érték esetében a nagyszámú részecske miatt a lézerfény másodlagos fénytörése következhet be, ami az LDM MŰ mérések hibájához vezethet (Malvern Operators Guide, 1999). A vizsgált közlemények kb. egyharmada közölte a vizsgált talajszuszpenzió „fénygyengítési mutatóját”, mely az esetek nagy részében a fenti tartományon belül esett (4. táblázat).

4. táblázat

A talajszuszpenzió „fénygyengítési” tartománya (*obscuration*) a mérések során a vizsgált közleményekben

„Fénygyengítési mutató” (obscuration) (%)	Irodalom kódja
~10	6; 7; 12; 13;
10 $\pm$ 3	9;
7 - 13	30;
7 - 15	22
8 - 10	5; 48
8 - 12	14;
10 - 20*	35; 36; 38; 39; 41; 42; 47; 49
~20	52
18 - 25	44
~45	34

\* a gyártó ajánlása (Malvern Operators Guide, 1999)

A mérési idő hosszának megválasztása is hatással lehet a mért LDM MÖ értékekre. A hosszabb mérési idő alatt a detektorok több „felvételt” készítenek, ami statisztikailag csökkenti a mérési bizonytalanságot. Másrészt a rutin sorozatvizsgálatok elvégzése a mérési időtartamának a lecsökkentését kívánja meg. A Mastersizer 2000 készülék 1 és 131 s közt teszi lehetővé a mérési idő beállítását. A szakirodalom sajnos csak elvétve közöl információkat a mérések időtartamáról. RYZAK és BIEGANOWSKI, 2011 vizsgálatai szerint a Mastersizer 2000 mérőeszköz esetében 30 s mérési idő (30 s vörös fényben és 30 s kék fényben) már reprezentatív mérésekre nyújtott lehetőséget.

Két különböző diffrakciós modell szerint számolható a részecskék méret szerinti eloszlása a diffrakciós képből: a Fraunhofer-közelítés és a Mie-elmélet alapján (DI STEFANO et al., 2010). Mindkét elmélet gömbszerű szemcséket feltételez. Nem gömbszerű szemcsék esetében egy azal egyenértékű, gömbszerű szemcsékre vonatkozó részecskeméret eloszlást kapunk. A Fraunhofer-közelítés esetében az eltérő abszorpciós és refrakciós indexek közti különbségek hatásai elhanyagolhatóak, míg a Mie-elmélet alkalmazásakor a részecskék ásványi összetételétől függő refrakciós index (törésmutató) és abszorpciós index értékeit meg kell adnunk (becsülnünk) (ESHEL et al., 2004). (Egy optikai közeg refrakciós indexe vagy törésmutatója (RI) a fény vákuumban mért sebességének ( $c = 299\,792\,458$  m/s) és a fény adott optikai közegben mért fázissebességének ( $v$ ) a hányadosa. Levegő esetében ennek értéke 1,000293. Az abszorpciós index vagy elnyelési tényező egy olyan viszonyszám, ami megmutatja, hogy az adott felületre merőlegesen érkező fénysugarakból mekkora az elnyelődés mértéke: amennyiben ez a szám 1, akkor a beérkező fénysugarakat az anyag teljes mértékben elnyelte (HIRLEMANN et al., 1984).) A Fraunhofer-közelítés esetében a részecskék lényegesen nagyobbak, mint a fény hullámhossza, azaz ilyenkor a szórás képét legfőképpen a fény elhajlása (diffrakció) hozza létre. Ilyenkor a részecskék méretére vonatkozó információkat a szemcsék felületén megtört fény kis elhajlási szögei ( $<35^\circ$ ) szolgáltatják. A Mie-elmélet használata akkor javasolható, ha a fény hullámhossza kisebb, vagy megközelítőleg ugyanakkora, mint a mérendő részecskék mérete. Minél kisebb egy részecske, annál nagyobb hatással van jelen a szórás kép létrejöttében a fénytörés (refrakció) és a fényelnyelés (abszorpció). Speciális esetben a szórás kép Mie-elmélet szerinti értelmezése tartalmazza a Fraunhofer-elhajlást is; így a Mie-elmélet használható a talajrészecskék teljes mérettartományában (DE BOER et al., 1987). A szemeloszlási görbék számolásához szükséges mérőműszer-beállítások (Fraunhofer vagy Mie diffrakciós modell kiválasztása, az abszorpciós vagy a fénytörési mutatók megadása) alapvetően megváltoztathatják az eredményeket – azonban ezek a paraméterek a mérések után szabadon megváltoztathatók és az eredmények igény szerint újra számolhatók (KERRY et al., 2009; ÖZER et al., 2010; RYZAK & BIEGANOWSKI, 2011; KONDRLOVA et al., 2015). A Fraunhofer-közelítés használata esetén mentesülünk az optikai paraméterek (refrakció, abszorpció) pontatlan megválasztása folytán fellépő hibalehetőségektől. Ez a modell azonban – a fentiek alapján – csak az 50  $\mu\text{m}$  feletti szemcseméretű homogén minták esetén ad megfelelő eredményt. Mivel a legtöbb talajminta szemcsemérete igen heterogén (polidiszperz minták), ezért viszonylag szűk az a mintatartomány, ahol a Fraunhofer-közelítést nagy biztonsággal tudjuk alkalmazni (WEINER, 1984). A Mie-elmélet alkalmazásával pontosabb MÖ eredményeket kapunk a nagyobb agyagtartalommal rendelkező talajokra (DE BOER et al., 1987). E modell használata esetén azonban rendkívül fontos, hogy az optikai paramétereket a lehető legpontosabban határozzuk meg, állítsuk be a mérési eredmények kiértékelése során. Mivel egy talajminta általában nem azonos optikai tulajdonságú szemcséket tartalmaz, az egységes beállítások használata óhatatlanul mérési pontatlanságokhoz vezet. A vizsgált közlemények közel háromnegyede nyújt tájékoztatást az alkalmazott optikai modellről. Túlnyomó részük a Mie-elmélet szerint számolta a részecskék megoszlását (5. táblázat).

A vizsgált közleményekben a Mie- elmélet alkalmazása során a műszerbeállítások jellemzően 1,5 körüli szilárd fázisra vonatkoztatott refrakciós index (törésmutatóval; RI) és 0,1 körüli

adszorpciós index (AI) voltak (6. táblázat). Egyes szerzők hangsúlyozták, hogy a lézeres szemcsemérés tekintetében a refrakciós index értéke inkább standardizálható, míg az abszorpciós index megfelelő megválasztása inkább talajminta-függő (RYŻAK & BIEGANOWSKI, 2011).

5. táblázat

Az optikai modell megválasztása a vizsgált közleményekben

Optikai modell	Irodalom kódja
Mie	6; 7; 8; 9; 10; 12; 13; 14; 21; 29; 30; 34; 35; 37; 40; 41; 42; 43; 44; 46; 49; 50; 51; 52
Fraunhofer	2; 5; 17; 25; 26; 32
Mie & Fraunhofer	1; 19; 23; 24; 28; 36; 38; 39; 47

6. táblázat

Az optikai paraméterek megválasztása a vizsgált közleményekben

Abszorpciós index (AI)	Irodalom kódja	Szilárd fázis törésmutatója (RI)	Irodalom kódja
0	1; 36; 48; 49	1,15	32
0,001	10; 50	1,42	50
0,01	12; 13; 40	1,50	13
0,1	34; 35; 41; 42; 43; 44; 46; 51	1,52	16; 41; 42; 43; 46; 49
0,2	8	1,53	34; 37; 52
0/ 0,01/0,1/ 1 (I)	39	1,54	48
0,1/ 0,2	30	1,55	40; 51
0,001-0,2 (0,1-0,2)	28	1,56	6; 7; 9
0,001/ 0,01/ 0,05/ 0,1/ 1 (I)	47	1,57	36
0,15 & 0,20	6; 7	1,40-1,54 (1,42)	10
		1,48-1,71; 2,9-3,2 (1,50)	8
		1,3-1,8 (1,50)	28
		1,45-1,65	1
		1/ 1,2/ 1,52/ 1,7/ 2 (1,52)	47
		1,44/ 1,50	30
		1,45-1,70 (1,50-1,60)	12
		1,43-3,22 (1,5-1,6)	39
		1,5, 1,6 (1,53)	24; 25

Több vizsgált AI és RI esetén zárójelbe tettük és dőlt betűvel jeleztük a szerzők által javasolt értéket

### 2.2.1.2. Az LDM MÖ mérések eredményeinek összehasonlítása más módszerekkel kapott eredményekkel – a konverzió lehetőségei

A LDM MÖ vizsgálatok során kapott részecskeméret eloszlások eltérhetnek a szitálással és az ülepitéses módszerek valamelyikével kapott eloszlásoktól. Bőséges szakirodalom áll rendelkezésre, mely az LDM és a pipettás módszerrel kapott MÖ vizsgálati eredményeket (pl. LOIZEAU et al., 1994; KONERT & VANDENBERGHE, 1997; MUGGLER et al., 1997; BEUSELINCK et al., 1998; BUURMAN et al., 2001; VANDECASTEELE & DE VOS, 2001; XU & DI GUIDA, 2003; ESHEL et al., 2004; ARRIAGA et al., 2006; HERNÁDI et al., 2008; TAUBNER et al., 2009; KUN et al., 2013; YANG et al., 2015, vagy a hidrométeres mérések és a LDM mérések eredményeit (pl. RYŻAK et al., 2004; FERRO & MIRABLE, 2009; SEGAL et al., 2009; RYŻAK & BIEGANOWSKI, 2010; LAMORSKI et al., 2014; FENTON et al., 2015; FISHER et al., 2017) hasonlítja össze. A



szerzők általában egyetértenek abban, hogy a LDM többé-kevésbé kisebb mennyiségű agyagtartalmat és nagyobb arányú portartalmat mér, mint az ülepitéses módszerek. A mért homoktartalmakban általában nincs számottevő eltérés.

A lézerdiffrakcióval mért kisebb agyagtartalmakat általában az agyagfrakciót alkotó talajrészcsek gömbszerűtől való eltérő alakjával magyarázzák (MATSUYAMA & YAMAMOTO, 2004; BLOTT & PYE, 2006; FEDOTOV et al., 2007; POLAKOWSKI et al., 2014). Azt azonban szintén megállapítják, hogy az eltérő műszertípusok, műszerbeállítások, az előkezelési módszerek bizonytalanságai megnehezítik a mérési eredmények összehasonlítását, a módszerek közti konverziós technikák kidolgozását (RYŽAK & BIEGANOWSKI, 2011; MADARÁSZ et al., 2012; SOCHAN et al., 2012; CENTERI et al., 2015).

KONERT ÉS VANDENBERGHE (1997) véletlenszerűen kiválasztott holland talajmintákon végzett mérései és számításai szerint a pipettás eljárással mért  $2\ \mu\text{m}$  alatti agyagtartalom a lézeres mérések esetén a  $8\ \mu\text{m}$  alatti tartománynak feleltethető meg. A  $8\ \mu\text{m}$ -es agyag/por mérettartomány határ alkalmazását azután rájuk hivatkozva több szerző is átvette (pl. FENTON et al., 2015). A két módszer pontos szemcseméret-tartomány megfeleltetése azonban még mindig a vitatott kérdések közé tartozik. VANDECASTEELE és DEVOS (2001) belga talajadatbázison végzett összehasonlító elemzése szerint a  $0\text{--}6\ \mu\text{m}$ -es LDM agyagfrakció mutatta a legpontosabb egyezést a  $0\text{--}2\ \mu\text{m}$ -es, pipettás mérésekből származó agyagtartalmakkal. PABST és munkatársai (2000) kaolin és egyéb típusú agyagok vizsgálata során a  $3\text{--}5\ \mu\text{m}$ -es LDM agyag/por mérettartomány határ megválasztását találta a legpontosabbnak a pipettás mérésekkel való összehasonlításhoz. BUURMAN és munkatársai (2001) megállapították, hogy a  $2$  és  $8\ \mu\text{m}$  közötti tartományban üledéktípusonként külön-külön elvégzett statisztikai összehasonlító elemzésekkel állapítható csak meg pontosan a legalkalmasabb LDM agyag/por mérettartomány határ. Meszes alapkőzetten kialakult talajok esetében  $4\ \mu\text{m}$ -t javasolnak KERRY és munkatársai (2009) LDM méréseknél az agyag felső határának.

### 2.2.1.3. *Az LDM MŐ módszerek tapasztalatainak összefoglalása*

A lézerdiffrakciós szemcseanalízis egy korszerű módszer a talajfizikai vizsgálatokban, ám egy egységes mérési szabvány bevezetése (akár műszerhez köthetően) nagymértékben növelné a mérések reprodukálhatóságát. A mérések tekintetében kiemelt szerepe van az előkészítő módszereknek (talajszerkezetet kialakító kötőanyagok roncsolása, elemi szemcsék diszpergálása), ám ezen a téren is hiányzik az egységes szabványosítás. A tanulmányozott közlemények alapján megállapítható, hogy mind az optimális minta-előkészítési módszer, mind pedig a legmegfelelőbb műszerbeállítás nagymértékben függ a mérni kívánt minta fizikai és kémiai sajátosságaitól. A mérési eredmények hagyományos ülepitéses módszerrel kapott eredményekkel történő összehasonlítására szolgáló konverziós módszerek (frakció mérethatár-váltások, illetve konverziós egyenletek) használhatósága is talajminta- és LDM vizsgálati módszer-függő.

## 2.3. A talajok szerkezete

A talajok változatos alakú, méretű, szerveződésű szerkezeti elemekből, aggregátumokból állhatnak. Az aggregátumok összetett fizikai (pl. duzzadás-zsugorodás, fagyás-olvadás, természetes keverő hatások), kémiai (pl. oldódás, mállás, adszorpció) és biológiai (pl. mineralizáció) aggregációs és fragmentációs (feldarabolódási) folyamatok eredményeképpen képződhetnek, mely folyamatokat külső (pl. klimatikus, agrotechnikai) tényezők is befolyásolhatnak. Az aggregátumok képződésére vonatkozóan sokféle elmélet létezik. A leginkább elterjedt „hierarchikus

szemlélet” szerint az ásványi szemcsék flokkulációjával induló folyamatban az elsődleges ásványi szemcsék szerves és szervesen kötőanyagokkal képeznek (stabilabb) mikroaggregátumokat, majd ebből képződnek a nagyobb átmérővel jellemezhető makroaggregátumok (HILLEL, 1998).

A talajok szerkezete jellemezhető a különböző stabilitású aggregálódott talajrészecskék alakjával, méretével és térbeli elrendezettségével. Fontos szerepet játszik a talaj pórushálózatának kialakításában (pórusok alakja, méret szerinti megoszlása, póruskapcsolatok stb.) és ezért meghatározó a talaj folyadék-visszatartó és folyadékvezető képessége szempontjából (PACHEPSKY & RAWLS, 2003). A talajok mechanikai összetétele általában hosszú időtávon állandónak tekinthető, míg a talajszerkezet rövid időtartamon belül is jelentősen változhat. Különösképp igaz ez az intenzív növénytermesztés (nehéz művelő- és szállítóeszközök alkalmazása, gyakori forgatás, hiányos szervesanyag-visszapótlás, öntözés) mellett (ld. 2.1. fejezet). A talajszerkezet kutatások ezért a talajfizikai és vízgazdálkodási kutatásokon belül egyre hangsúlyosabbá válnak. Sok a bizonytalanság azonban pl. azon a téren, hogy a talajok szerkezeti tulajdonságai miként számszerűsíthetők. Nem tisztázott, hogy miként függ a talajtani és környezeti tulajdonságoktól a talajszerkezet, illetve nem írható le egyértelműen más talajfizikai tulajdonságokra gyakorolt hatása sem.

Nincs egyértelmű, objektív és általánosan elfogadott módszer a talaj szerkezetének mérésére és leírására (BOUMA, 1992; HILLEL, 1998; BRONICK & LAL, 2005). A talajszerkezet egy jellegzetesen komplex tulajdonság, hiszen a szerkezeti elemeket alkotó komponensek nagyfokú heterogenitást mutatnak méretükben, alakjukban és kémiai összetételükben (HAMBLIN, 1985). Ráadásul a talajaggregátumok hierarchikus rendszerének (elsődleges talajrészecskék, mikro-, mezo-, makroaggregátumok) a kapcsolódási mechanizmusai (pl. elektrosztatikus kölcsönhatások, kapcsolódás több vegyértékű kation-hidakon keresztül, Fe- vagy Al-oxidok, -hidroxidok által, ligandum-cserével vagy másodlagos kötésekkel, kolloidális mész, gyökérsavak, mikorrhizák, gombák, baktériumok, gyökerek szerkezetképző hatásai) – és ezáltal az aggregátumok különböző mechanikai hatásokkal szembeni stabilitása is – eltérő lehet (MARSHALL & HOLMES, 1979; STEFANOVITS et al., 1999; HUISZ, 2007; GHEZZEHEI, 2012).

A talajszerkezet jellemzésére számos módszer ismert. A szakértői gyakorlat rutinszerűen alkalmazza szerkezet *morfológiai* leírását a szerkezeti elemek alakjának, méretének és szerkezetességi fokának jellemzésére (SZABOLCS et al., 1966; JASSÓ et al., 1989). Általában száraz szítalásos módszerrel mérik az *aggregátumok méret szerinti eloszlását* (agronómiai talajszerkezet) (KEMPER & ROSENAU, 1986; VÁRALLYAY, 1993b).

A talajszerkezetet a fentiekén túl az *aggregátumok stabilitásával* is jellemezhetjük. A talaj aggregátum-stabilitása arról ad tájékoztatást számunkra, hogy a szerkezeti tulajdonságok hogyan változnak az idő függvényében különféle degradációs hatásokra (pl. talajművelő eszközök mechanikai, eső vagy öntözővíz szétiszapoló hatása), illetve milyen egy adott talaj víz- vagy szél-erózióra való hajlama. Az aggregátum-stabilitás mértékét befolyásoló fizikai, kémiai, biológiai és környezeti tényezők hatásai nem értelmezhetők a tényezők közötti összefüggések ismerete nélkül (WRIGHT & UPADHYAYA, 1998; BOSSUYT et al., 2001; SHEIN & GONCHAROV, 2006). Az egyes tényezők szerepe sok esetben – a körülményektől függően – ellentétes irányú is lehet (ld. 2.1. fejezet). Egy-egy tényező hatása különböző léptékekben is megjelenhet; pl. a növényi gyökerek, gombafonalak mind fizikai (összetartó hatás), mind biológiai (életér) és kémiai folyamatokon (gyökérsavak diszpergáló hatása) keresztül befolyásolják a talaj-aggregátumok képződését és stabilitásának változását (AMÉZKETA et al., 2003). Az aggregátumok stabilitásának vizsgálatát úgy végezzük, hogy az egyes aggregátumokat ismert nagyságú romboló erőnek vetjük alá, majd megmérjük az ennek hatására épen maradt aggregátumok mennyiségét. Az aggregátum-stabilitás mérésére számos módszer található a szakirodalomban. A legegyszerűbb az ún. Sekera-féle eljárás, melynek során egy Petri-csészében, vízben vizuálisan vizsgáljuk meghatározott méretű és mennyiségű talajaggregátum eliszapolódási képét (SEKERA & BRUNNER, 1943).

Az aggregátum-stabilitás mérési módszerek közül legelterjedtebbek az ún. *nedves szitálásos eljárások* valamelyik változata (KEMPER & ROSENAU, 1986; LE BISSONNAIS, 1996; BLANCO-MOURE et al., 2012). Előnyük, hogy azonos módszerrel előkészített, azonos mérési körülmények (szita átmérője, áztatás ideje és a mozgás amplitúdója) között mért minták esetén egymással összehasonlítható aggregátum-stabilitási mutatókat kapunk. A méréseket végezhetjük szitasorozattal is (DVORACSEK et al., 1952; DVORACSEK, 1953; DI GLÉRIA et al., 1957; KAZÓ, 1958; ANNABI et al., 2011; BAST et al., 2015), ám gyakoribbak az egy szitás (opcionálisan 4–2000  $\mu\text{m}$ , de általában 250  $\mu\text{m}$  lyukbőségű) készülékek, mint amilyen az Eijkelkamp gyártmányú mérőeszköz. A nedves szitálásos mérések eredménye jelentős mértékben eltérő lehet a mintavételtől (pl. évszak, nedvességtartalom, mintavételi eszköz) vagy az előnedvesítés módszerétől (pl. szűrőpapírral, kapilláris úton vagy vízgőzben, aerosolban történő nedvesítés, esetleg vákuum alkalmazása) függően. Bár a nedves szitálási módszerek rendkívül elterjedtek, alkalmazásuk egyik korlátja, hogy elsősorban a makro-aggregátumok stabilitásának mérésére alkalmasak és a stabil aggregátumokat csak néhány meghatározott mérettartományban képesek mérni, a szétiszapolódott részecskék további szemcseméret-eloszlását nem tudják vizsgálni, illetve – nem utolsósorban – rendkívüli módon munkaigényesek.

A mikroaggregátumok stabilitásának vizsgálatára a – különféle előkezelésekkel végzett – pipettás, ülepítéses MÖ mérések is széles körben használatosak (KACHINSKY, 1965). Ezeknél a méréseknél elsősorban a talaj agyagfrakcióját (az agyag diszpergálódásának mértékét) vizsgálják: minél stabilabbak a mikroaggregátumok, annál kevesebb agyag diszpergálódik vizes közegben. Ezért a mikroaggregátum stabilitás vizsgálatok főként az agyag mérettartományba eső részecskék mennyiségi meghatározására törekszenek, ritkábban mérik a teljes MÖ-t. A mérések során változtathatjuk a mikroaggregátumokra ható romboló erőket az előkészítés módjának megválasztásával (vízben való áztatás lassú vagy gyors benedvesítés után, vízben való áztatás és ráztatás, ultrahangos vagy kémiai diszpergálás alkalmazása, esetleg különböző polaritású diszpergáló közegek megválasztása) (AMÉZKETA, 1999).

Kezdetben ülepítéses MÖ vizsgálatokat alkalmaztak a mikroaggregátumok stabilitásának mérésére (pl. KACHINSKY, 1965; ABU-SHARAR et al., 1987), de a LDM MÖ vizsgálatokkal sokkal gyorsabban jellemezhető a talajok mikroaggregátumainak szerkezeti állapota (LEVY et al., 1993; BIEGANOWSKI et al., 2010). Az efféle talajfizikai alkalmazások azonban viszonylag ritkák, nem tekinthetők még a rutinvizsgálatok részének (7. táblázat). A mérőegységekbe szerelt, vagy csatlakoztatható ultrahangos előkészítő egységeken az ultrahangos kezelés erőssége és időtartama szabályozható, ugyanígy beállítható a keverési és átfolyási sebesség, illetve megválasztható a diszpergáló közeg és a diszpergáló szer is. Ezáltal jól vizsgálható a 2 mm (esetleg 3 mm) alatti mérettartományba eső aggregátumok szemcseméret-eloszlása különféle mechanikai és/vagy kémiai diszpergáló hatások mellett, az idő függvényében. A lézeres szemcseanalízis alkalmazása a talajok aggregátum-stabilitás vizsgálata során ígéretes módszertani lehetőség, ám a mérések értelmezése és az összehasonlíthatóság megteremtése végett ezen a téren is elkerülhetetlen a szabványosítás.

A mikroaggregátum-stabilitás jellemzésére különböző mutatókat javasolnak az egyes szerzők (a különbözőképp diszpergált talajok agyagtartalmának arányát kifejező diszperziós indexek, a különböző diszpergálási körülmények után mért MÖ eredményekből számított átlagos geometriai átmérők arányából számolt stabilitási indexek, a MÖ adatokból számított mediánok vagy átlagos geometriai átmérők változásának mértéke a szétiszapolás idejének függvényében stb.) (SLATTERY & BURT, 1996; BEUSELINCK et al., 1999; BIEGANOWSKI et al., 2010; MASON et al., 2011; 2016). A kezdeti kutatási eredmények – a szedimentációs vizsgálatokhoz hasonlóan – még egy meghatározott szétiszapolódási idő után hasonlították össze a “nem diszpergált” (beállított sebességgel a vizes közegben kevertetett és a mérő- és előkészítő rendszer közt áramoltatott

talajszuszpenziót) és a “diszpergált” (kémiai diszpergálószerrel, pl. Calgonnal és/vagy meghatározott ideig adott erősségű ultrahanggal kezelt talajszuszpenziót) minták LDM MÖ eredményeit (pl. BORTOLUZZI et al., 2010; VIRTO et al., 2011). Ezek az adott szétiszapolódási idő után végzett ún. “egy-időpontos” mérések ugyanakkor nem alkalmasak arra, hogy az aggregátumok szétiszapolódásának sebességét meghatározzuk, pedig ez fontos információ lehet a természetes vagy mesterséges hatásokra bekövetkező talajdegradációs folyamatok értelmezése során. Az ugyanazon mintán különböző időpontokban végzett ismételt LDM MÖ mérések lehetőséget nyújtanak az idő vagy a közölt energia függvényében történő aggregátum-szétesési folyamatok tanulmányozására. Ez a módszer arra is alkalmas lehet, hogy tanulmányozzuk az aggregátumok előnedvesítési módszerének vagy a diszpergáló folyadék minőségének szerepét az aggregátumok stabilitásában, és segíthetnek az adott talajtípus, vagy genetikai szint aggregátumainak hierarchiáját leírni, jellemezni (FRISTENSKY & GRISMER, 2009; BIEGANOWSKI et al., 2010; MASON et al., 2016). Néhány szerző azt javasolta, hogy a talajok makro- és mikroaggregátum-stabilitását együttes mérési folyamatban határozzák meg, mert így egy komplexebb képet kaphatunk a talajok szerkezeti állapotáról (POJASOK & KAY, 1990). AMÉZKETA és munkatársai (1996) ajánlása szerint pl. a nedves szítalásos makroaggregátum-stabilitás mérések során szétiszapolódott frakciók MÖ-ének mérése lehetőséget ad a mikroaggregátumok stabilitásának jellemzésére is.

#### 7. táblázat

Aggregátum-stabilitási mérések lézerdiffrakciós mérés technikával a szakirodalomban – készülék típusonként és előkészítő egységenként rendszerezve

Készülék típusa	Előkészítő egység	Vizsgált minta típusa (mintaszám)	Irodalom
B.-Coulter LS 100	-	jól aggregálódott iszapos talajok	BEUSELINCK et al., 1999
B.-Coulter LS 230	-	spanyol talajok (vízgyűjtő) (20)	AMÉZKETA et al., 2003.
	-	USA vályog fizikai féleségű talaj	FRISTENSKY & GRISMER, 2009.
B.-Coulter LS 13320	-	Kelet-angliai talajok (vízgyűjtő) (30)	RAWLINS et al., 2013.
Mastersizer 2000	Hydro MU	lengyel erdőtalajok, glejes talajok, csernozjom talajok (3)	BIEGANOWSKI et al., 2010.
	Hydro MU	USA és ausztrál talajminták (7)	MASON et al., 2011.
	-	spanyol talajok (3)	VIRTO et al., 2011.
	Hydro G	lőszön képződött barna erdőtalajok (különbféle kezelések után)	JÓZEFACIUK & CZACHOR, 2014.
	-	USA erdő- és csernozjom talajok; eolikus üledékek	MASON et al., 2016.
Cilas 1180	-	tartamkísérletek talajai (Acrisols)	BORTOLUZZI et al., 2010.
Fritsch Analysette 22	-	orosz csernozjom talaj (10)	SHEIN et al., 2006.

Az aggregátumok vízzel szembeni stabilitása jellemezhető a vízeróziós hatások előrejelzésének vizsgálatára/modellezéséhez alkalmazott csepegtető, vagy esőztetési eljárásokkal is (KEMPER & ROSENAU, 1986; LE BISSONNAIS, 1996).

A talajok aggregátum-stabilitásának jellemzésére használt további talajfizikai módszer a talajok folyadék-visszatartó, illetve folyadékvezető képességének vízben és apoláros folyadék közegben mért értékének összehasonlítása (HILLEL, 1998). Az aggregátum-stabilitásnak különféle becslési módszerei is ismertek (FAO, 1980; CANARACHE et al., 1998; REYNOLDS et al., 2009).

Több szerző a *pF-görbe* (víztartó képesség görbe) alapján jellemzi a talajok szerkezetét. A legismertebb ilyen *pF-görbéből* származtatott szerkezet-indikátor az *S-index* (DEXTER, 2004), mely a talajszerkezet minőségének számszerűsítésére szolgál. Az *S-index* a *pF-görbe* inflexiós

pontjához húzott érintő meredekségéből származtatható és a pórusméret-eloszlásról, elsősorban a szerkezeti (makro-) pórusok mennyiségéről tájékoztat, ami többek közt a talajművelés hatására gyorsan megváltozhat (S-index  $>0,05$ : nagyon jó minőségű szerkezet;  $<0,02$ : degradált talaj, rossz minőségű szerkezettel). A pF-görbe deriváltjából számolt szerkezeti mutató a *stabilitási index (SI)*, mely a gravitációs (drénezhető) pórusok térfogatából és az inflexiós ponthoz tartozó kapillaris nyomás értékéből számolható (NORTON et al., 2006). A derivált pF-görbével jól jellemezhető a különböző szerkezetességű talajcsoportok pórusméret-eloszlása is (RAJKAI et al., 2015).

Végezetül, a különféle modern képalkotó technológiák számos egyéb lehetőséget kínálnak a talajszerkezet leírására, jellemzésére (HAINSWORTH & AYLMOORE, 1983; ANDERSON et al., 1992; GANTZER & ANDERSON, 2002; HERNÁDI et al., 2012a).

## 2.4. A talajok folyadék-visszatartó képességének mérése és becslése

### 2.4.1. A talajok folyadék-visszatartó képességét meghatározó fáziskölcsönhatások

Ha egy folyadék más anyaggal (vele nem elegyedő folyadékkal, gázzal vagy szilárd fázissal) érintkezik, közöttük szabad *határfelületi energia* lép fel. A határfelületi energia kialakulásának oka az adott fázis belsejében a részecskék között fellépő *kohéziós erő* és az érintkező fázis(ok) határán a molekulákra ható külső vonzóerők (*adhéziós erők*) különbsége. A határfelületi energiának a fázisok határán a folyadékok belseje felé irányuló eredője van, mely a fázisfelületet csökkenteni igyekszik. A felületcsökkentő erő mértékét nevezik *határfelületi feszültségnek* ( $\text{dyn}\cdot\text{cm}^{-1}$ ; SI:  $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Ennek nagysága összefügg a két egymással nem elegyedő folyadék közötti felület stabilitásának nagyságával (BEAR, 1972). Attól függően, hogy milyen fázisok érintkeznek egymással, megkülönböztetünk folyadék-gáz, folyadék-folyadék, szilárd-gáz és szilárd-folyadék határfelületeket és határfelületi feszültségeket. (A folyadék és a gáz felületek között fellépő határfelületi erőket egyszerűsítve gyakran csak *felületi feszültségnek* hívják.)

A talajokat szennyező szerves folyadékok (pl. kőolajszármazékok, a továbbiakban az egyszerűsítés kedvéért „*olajok*”) mozgásának szempontjából fontos a szilárd felületekkel érintkező folyadékok és gázok, illetve a szilárd felületekkel érintkező, egymással nem elegyedő folyadékok rendszerében fellépő határfelületi erők vizsgálata. E határfelületi erők kombinációja határozza meg a talajrészecskék nedvesítését, illetve a porózus közegben fellépő kapillaris nyomást. Az olaj-víz, illetve olaj-levegő határfelületeken fellépő határfelületi feszültség értéke függ a hőmérséklettől (ennek növekedésével csökken), a vizes közeg *pH*-jától, a jelenlévő gázoktól és felületaktív anyagoktól (MERCER & COHEN, 1990; DAVIS & LIEN, 1993).

Amennyiben két folyadékfázis kerül kapcsolatba a porózus közeggel (talajjal), versengeni kezdenek egymással a talajszemcsék felületéért. Egyik fázis a másiknál erősebb affinitást mutat a talajszemcsékhez és bevonatot képez azokon. A másik fázis eközben kiszorul a pórusok belsejéből. Az adhéziós erők (a különböző típusú molekulák közötti vonzóerők) különbségei felelősek egy adott fázisnak a szemcsfelületekkel szemben mutatott kisebb vagy nagyobb affinitásáért. A szilárd fázis és a folyadékok határfelületén felléphetnek – a fázisok kémiai minőségétől függően – hidrogénkötésből,  $\pi$ -kötésből, illetve a dipólus-dipólus, indukált dipólus-dipólus, akceptor-donor, elektrosztatikus és diszperziós kölcsönhatásokból adódó erők (SWARTZEN-ALLEN & MATIJEVIC, 1974). Az apoláros szénhidrogének és a szilárd fázis között főként diszperziós kölcsönhatásokkal kell számolni (JOUANY, 1991). Szerves folyadék/víz/szilárd fázis rendszerben a nedvesíthetőséget a folyadékok kémiai összetétele, a szilárd felszín ásványi összetétele és a fázisok határain fellépő kölcsönhatások együttesen határozzák meg (BENNER & BARTELL, 1941).

A *nedvesítő képesség* fogalma arra szolgál, hogy jellemezzük egy folyadékfázis és a szilárd szemcsék felülete közt kialakuló vonzóerőt egy másik folyadékfázissal szemben (IMHOFF & MILLER, 2000). Két folyadékfázist tartalmazó rendszerek esetében megkülönböztetünk (a) nedvesítő fázist – az a fázis, amely erősebben kötődik a vele érintkező szemcsék felületéhez és (b) nemnedvesítő fázist – az a fázis, mely gyengébben kapcsolódik a vele érintkező szemcsék felületéhez. A szilárd felületek nedvesíthetőségét többféleképpen határozhatjuk meg, leggyakoribb módszernek az ún. „*peremszög mérés*” tekinthető. A peremszöget ( $\Theta$ ) úgy definiálhatjuk, mint a két nem elegyedő fázis (pl. víz és levegő) határán a szilárd felületre cseppentett folyadékcseppre szerkeszthető érintő és a szilárd felszín által bezárt szöget. A peremszög függvénye a megfelelő (szilárd–gáz, szilárd–folyadék és folyadék–gáz (határ)felületi feszültségnek. (Amennyiben a szilárd test felszíne az adott folyadékkal szemben liofil:  $\cos \Theta \sim 1$ ; a nedvesíthetőség csökkenésével  $\cos \Theta$  értéke csökken, és ha  $\cos \Theta < 0$  ( $\Theta > 90^\circ$ ), akkor a szilárd test felszíne liofóbnak tekinthető (BEDIENT et al., 1999)). A folyadék fázis/szilárd fázis határán kialakuló peremszög különböző értékű lehet a talaj telítési és a leürülési ciklusában (peremszög-hiszterézis), és függ a talaj sótartalmától, a felület érdességétől, a biomassza mennyiségétől, kemikáliák jelenlététől stb. (LAL & SHUKLA, 2004).

Az apoláros folyadékok – így a szénhidrogének és származékaik – nedvesítő képessége kisebb, mint a poláros vízé. Előfordulhatnak azonban kivételek ez alól a szabály alól: pl. (a) amikor nagyon száraz a telítetlen rendszer, a talajszennyező NAPL nedvesítheti a részecskék felületét; (b) ha a talajban karbonát ásványok találhatóak nagy mennyiségben, azokat sok esetben a szénhidrogének jobban nedvesítik, mint a vizes fázis; (c) ha nagy a talajok szervesanyag tartalma, az elősegíti az NAPL általi nedvesítést. Előfordulhatnak vegyes nedvesíthetőségű rendszerek is, melyekben az egyes szilárd szemcsék, vagy a talajszemcsék felületének egyes részei eltérő nedvesíthetőségűek (JENSEN & FALTA, 2005). A felületaktív anyagok jelenléte egyéb esetekben is nagymértékben befolyásolja a nedvesítési viszonyokat (AMYX et al., 1960). A szénhidrogének nedvesítő képessége az idő múlásával is változhat (növekedhet) (JANCZUK & BIALOPIOTROWICZ, 1988). A szerzők a jelenséget azzal magyarázzák, hogy a szilárd fázis mikropórusai egyre inkább telítődnek szénhidrogén vegyületekkel, így a nedvesítő folyadék egyre több helyen „önmagát nedvesíti”. Eltérő lehet a nedvesítési sorrend abban az esetben, ha *időben* elsőként a szénhidrogén nedvesítette a szilárd fázist. A nedvesítési sorrendnek nagyon erős hatása van a szennyezőanyag fizikai fázisok közötti eloszlására és ezáltal a NAPL fázis mozgékonyására és retenciójára (talaj szilárd fázisa általi visszatartására). Vízrel nedvesített rendszerben a vizes fázis beborítja a talajszemcséket és az NAPL fázis a nagyobb méretű pórusokban található. Ezzel szemben a NAPL-lel nedvesített rendszerekben az NAPL fázis a talajszemcse közelében marad és a kisebb pórusokat foglalja el. Amikor három fázis (levegő, víz, NAPL) található egyidőben a porózus közegben, általában azt feltételezik, hogy a víz a nedvesítő folyadék és a NAPL a köztes nedvesítő képességű folyadék. Ilyenkor – kicsit leegyszerűsítve – a víz borít be minden talajszemcsét és összefüggő fázist alkot; az NAPL egy filmhártyát képez a levegő fázis körül (megakadályozva a közvetlen kapcsolatot a víz és a levegő fázis közt); a levegő fázis pedig a pórusterek belsejében található (JENSEN & FALTA, 2005).

Az *adhéziós feszültség* – a peremszöghöz hasonlóan – szintén a határfelületi feszültség értékekből származtatható. Nagysága arra utal, hogy a nedvesítő folyadék milyen mértékben képes a szilárd fázishoz tapadni, illetve milyen mértékben terül szét a szilárd felszínen (AMYX et al., 1960).

A talajok és a pórusrendszerükben lévő folyadékok (és levegő) kapcsolatát legalaposabban a talaj/víz/levegő rendszerre vizsgálták, hiszen ez a rendszer képezi a talajfizika fő vizsgálati területét. A talajfizikában alapvetően két irányzat alakult ki e háromfázisú rendszer értelmezésére.

A klasszikus ún. "*kapilláris-cső elmélet*", mely szerint a víz a talajrészecskékhez tapadó folytonos folyadékhártya formájában fordul elő a talajban (BAVER, 1956). A kohéziós és adhéziós

erők együttes hatására a talajok pórusrendszerében egy görbült határfelület jelenik meg a két egymással nem elegyedő fázis között, és nyomáskülönbség lép fel a határfelületen. A nemnedvesítő fázis nyomása nagyobb, mint a nedvesítő fázisé; a nyomáskülönbséget, mint a *kapilláris nyomást* ( $P_c$ ) definiálhatjuk. A talajfizikában a kapilláris nyomás helyett inkább a *kapilláris szívóképesség* vagy *tenzió* (feszültség) fogalma a használatos (KOVÁCS & PÉCZELY, 1975). Más szóval a kapilláris nyomás az a többletnyomás, amely ahhoz szükséges, hogy a nemnedvesítő fázis kiszorítsa a nedvesítő fázist a talaj kapillárisaiból. Egyensúlyi helyzetben a határfelületen fellépő nyomáskülönbség egyensúlyban van a határfelületi feszültséggel. Ekkor a kapilláris nyomás arányos a határfelületi feszültséggel és fordítottan arányos a határfelület görbületi sugarával. Ennek egyik következménye az, hogy egy kapilláris nyomás küszöbérték (amelyet helyettesítési nyomásként vagy légáteresztési küszöbértékként is definiálhatunk) szükséges ahhoz, hogy a nemnedvesítő fázis átjusson a pórusokon. Ez a nyomás küszöbérték a kisebb pórusokban nagyobb. A határfelület egy új egyensúlyi állapot irányába mozdul el, és a kapilláris csőben csökken a nedvesítő folyadék mennyisége. A kapillárisok kiürülése (a telítettség csökkenése) együtt jár a kapilláris nyomás (vagy kapilláris szívóerő) növekedésével; a nedvesítő folyadék kiszorul a kapilláris nagyobb átmérőjű szakaszából, helyét a nemnedvesítő folyadék foglalja el (AMYX et al., 1960). A "kapilláris-cső" elmélet a mai talajfizikában a talajnedvesség (továbbiakban ismertetendő) energiaállapot-elméletével szemben kevésbé általánosítható a teljes pórustartományra. Előbbi csupán a pórusterek kapilláris tartományának folyadék-visszatartására ad elfogadható fizikai magyarázatot, míg utóbbi energetikai alapon, általánosabban magyarázza a pórusméretek és a folyadék-visszatartás kapcsolatát.

A talajnedvesség energiaállapotát kifejező "*nedvességpotenciál-elmélet*" Buckingham (in: BAVER, 1956) nevéhez fűződik. Az általa alapított irányzat a háromfázisú talajra ható erőket vizsgálja. A talaj/víz/levegő rendszerben a fázisokra ható erők (kapilláris erők, a hidrogénkötés, kovalens kötés általi erők, van der Waals-London erők, ozmotikus erők) energia (potenciál) formájában összegződnek (KIRKHAM & POWERS, 1972). A talajnedvesség potenciálja tulajdonképpen relatív érték, ami a talajban lévő víz potenciális energiáját fejezi ki a standard állapotú szabad vízhez képest (LAL & SHUKLA, 2004). Ha az energiát munkaként fejezzük ki, a talajnedvesség összpoteenciálja az a munkamennyiség – adott hőmérsékleten a tiszta víz egységnyi tömegére vonatkoztatva –, amely ahhoz szükséges, hogy a víz végtelenül kicsi mennyiségét egy meghatározott állapotról a talaj folyadékfázisának egy meghatározott pontjára helyezzük át, reverzibilis és izoterm módon (BOLT, 1986; RAJKAI, 1993). A talajnedvesség összpoteenciálja több komponensből tevődik össze (*gravitációs potenciál, nyomáspotenciál, ozmotikus potenciál/oldatpotenciál, tenzióméternyomás-potenciál* (RAJKAI, 1993). A *tenzióméternyomás-potenciál* további összetevői a *mátrixpotenciál* vagy *kapilláris potenciál* és a *pneumatikus potenciál*. A mátrix potenciál vagy kapilláris potenciál a talaj szilárd fázisának felületén és a kapilláris rendszerben működő erők összetett hatását fejezi ki (adhéziós, kapilláris, talajtípusától függően duzzadási-zsugorodási erők). Duzzadó talajok esetében a mátrixpotenciál megegyezik a nedvességpotenciál és a duzzadási potenciál eredőjével (RAJKAI, 1993). A kapilláris potenciál termodinamikai fogalma megegyezik a "kapilláris-cső elmélet" által is használt kapilláris nyomás (kapilláris szívóerő, kapilláris tenzió) fogalmával. A gyakorlatban a *talaj nedvesség-potenciálját* a mátrix-potenciállal fejezik ki, mert a gravitációs potenciál a talajtulajdonságoktól független, az ozmózis-potenciál pedig kis talajoldat koncentrációnál és szemi-permeabilis membrán hiányában elhanyagolható. Így a mátrix-potenciál értéke megegyezik azzal a munkával, amely egységnyi tömegű víz egységnyi tömegű vagy térfogatú talajból való eltávolításához, illetve egy vonatkoztatási ponttól egységnyi távolságra történő elmozdításához szükséges. Ez a munka kifejezhető az elvégzéséhez szükséges nyomás, illetve szívóerő mértékével (RAJKAI, 1993). Mértékegységét különbözőképpen szokás megadni: vízoszlop cm-ben, nyomás egységben (kPa) vagy energia egységben ( $J \cdot kg^{-1}$ ) (az SI rendszerben mindhárom elfogadott). A talaj szívóereje nyomásértékben kifejezve a vízzel telített talajtól a teljesen szárazig 0–10 000 atm között változhat (illetve 0–10 000 bar), ami vízoszlop

cm-ben  $0-10^7$  cm<sub>H<sub>2</sub>O</sub> érték. Egyszerűbben alkalmazható mértékegységként a  $pF$  fogalmát SCHOFIELD (1935) vezette be, ami a vízoszlop-centiméterben kifejezett szívóerő 10-es alapú logaritmus (lg cm<sub>H<sub>2</sub>O</sub> =  $pF$ ). Eszerint a teljesen telített talaj  $pF$  értéke nulla, és a 105°C-on szárított talajé pedig 7 vagy e fölötti (RAJKAI, 1993). A talajfizikában a kapillaris potenciál mértékének kifejezésére leginkább a  $pF$  használatos, míg a mérnöki tudományokban (hidrológia, geológia) inkább a kapillaris nyomást használják.

A nedvességpotenciál-elmélet szerint a porózus közegben egymással nem elegyedő, a porózus közeget eltérő mértékben nedvesítő, összefüggő folyadékfázisok vannak jelen. Minden porózus közege (talajra) leírható egy kapcsolat a kapillaris nyomás (matrixpotenciál) és a fázisok térfogata között. A kapillaris nyomás a porózus közegben mind a nedvesítő, mind a nemnedvesítő folyadékokra hat. A kapillaris nyomás növekedésével a nemnedvesítő folyadék behatol a nagyobb pórusokba és a nedvesítő folyadék a kisebb pórusokba szorul vissza. A nagyobb méretű pórusok nem tartják vissza a nedvesítő folyadékot, így általánosítva minél nagyobb a kapillaris nyomás, annál kisebb a nedvesítő fázis mennyisége a pórusrendszerben. A kapillaris nyomás és a nedvesítő fázis mennyisége közti kapcsolatot a kapillaris nyomás görbe írja le, amely egyike a porózus közeget (talajt) jellemző legfontosabb függvény(szerű) kapcsolatoknak. A talajfizikában a különböző nyomásviszonyok mellett mért víztartalom értékekből szerkesztett kapillaris nyomás függvény a  $pF$ -görbe. A függvény pontjai a talajminta egyensúlyi nedvességtartalmát mutatják különböző nyomásértékeken, térfogatszázalékban, vagy telítettségi hányados formájában. A talajok pórusrendszerét kitöltő egyéb folyadékok (pl. kőolajszármazékok) folyadék-visszatartási görbéi ezzel analóg módon képezhetők. A talajok folyadék-visszatartó képessége kifejezhető a minta által a különböző nyomásértéken visszatartott folyadék (pl. olaj) mért mennyiségének térfogatszázalékos értékeivel, vagy az ezekből az értékekből képzett folyadék-telítettségi értékekkel.

A 2.4.2. és 2.4.4. fejezetben részletesen bemutatom azokat a laboratóriumi módszereket, amelyekkel – különböző folyadékokkal telített rendszerekben – meghatározhatók a talajokat jellemző kapillaris nyomás görbék.

A kapillaris nyomás és a kapillaris jelenségek központi szerepet töltenek be a többfázisú porózus közegben történő folyadékmozgásokban. A legtöbb felszín alatti transzport modellnek egyik legfontosabb talajtani bemeneti paramétere a kapillaris nyomás – folyadék-telítettség ( $P_c-S$ ) görbe vagy annak paraméterei. (LORD et al., 1997; İSHAKOĞLU & BAYTAŞ, 2005). A talajok kapillaris rendszerében zárványszerűen megtalálható immobilis olajszenyveződések mobilizálása szempontjából a fellépő kapillaris erők (és az azt kialakító határfelületi feszültségek, nedvesítési viszonyok) ismerete elengedhetetlenül szükséges (DAVIS & LIEN, 1993). Mivel a kapillaris nyomás – folyadék-telítettség kapcsolat a hiszterézis miatt nem egyforma, a leírásánál fontos megadnunk, hogy milyen típusú görbére vonatkozik. Gyakorlati alkalmazásokban gyakran leegyszerűsítik a leírást azáltal, hogy feltételezik, hogy a kapillaris nyomás egyetlen görbével jellemezhető. Ez az egyszerűsítés azért szükséges, mert kísérleti úton nehézkes meghatározni a hiszterézis miatt előálló egész görbesereget. Jellemzően a kapillaris nyomás függvényt az elsődleges vagy fő leürülési görbével jellemzik, mivel a legtöbb vizsgálat ezeknek a görbéknek a meghatározására alkalmas. A kőolajszármazékok terjedését leíró modellek egy-két kivételtől eltekintve (pl. LENHARD, 1992, FAGERLUND et al., 2008) általában nem számolnak a hiszterézis jelenségével.

Gyakran kényelmesebb – különösen a numerikus modellek alkalmazása során, hogy parametrikus függvényeket illesztnek a kapillaris nyomás görbe mérési pontjaira. Jó néhány, a szakirodalom által javasolt parametrikus modellt ismerünk, de a leggyakrabban alkalmazott a BROOKS és COREY (1964), a BRUTSAERT (1966), illetve a VAN GENUCHTEN (1980) modell. Ezeket az összefüggéseket a víztartó képesség mért értékeinek illesztésére dolgozták ki, azonban nagy részük eredményesen használható a szerves folyadék-visszatartó képesség görbe illesztésére is (pl. CHEN et al., 1999). Általánosságban mind a Brooks-Corey, mind pedig a van Genuchten modellekkel



(3–5 paraméteres modellek) meglehetősen jól le lehet írni a talaj víztartó képesség vizsgálati eredményeket. A Brooks-Corey függvénnyel jó pontosságú illesztés végezhető durva textúrájú közegekre (VAN GENUCHTEN & NIELSEN, 1985), míg a heterogén pórusméret-eloszlású talajokban a van Genuchten függvény jobban használható (JENSEN & FALTA, 2005). A van Genuchten-egyenleteket használják ezért a legtöbbször a talaj víztartó képességének a leírására (CORNELIS et al., 2001) és a szerves folyadék-visszatartó képesség görbék illesztésére is (RATHFELDER & ABRIOLA, 1996). A fenti parametrikus modellek eredetileg arra szolgáltak, hogy a kapilláris nyomás és nedvesítő folyadéktartalom értékpárok görbéinek felrajzolását leegyszerűsítsék. Később a modelleket széles körben alkalmazták és illesztették nagy mennyiségű kísérleti adatra, főként a talaj víztartó képesség értékeire. CARSEL és PARRISH (1988) becsülte a talaj–víz–levegő rendszer kapilláris nyomás – folyadéktelítettség paramétereit (Brooks-Corey, illetve van Genuchten modellek) tizenkét fő talajtextúra csoportra. Az UNSODA adatbázis szintén Brooks-Corey és van Genuchten modellekkel számított paramétereket nagyszámú adatra (LEIJ et al., 1996). Az adatbázison BECKETT és JOY (2003) Brooks-Corey és van Genuchten modell paramétereit számított LNAPL-víz rendszerekre (LNAPL: Light nonaqueous phase liquid = víznél kisebb sűrűségű NAPL).

A kapilláris nyomásról és a kapilláris nyomás görbékről eddig elmondottak olyan esetekre vonatkoztak, ahol csak két egymással nem elegyedő fázis tölti ki a pórusteret a talajban. Ugyanakkor a talajt szennyező olajszármazékok (NAPL) általában telítetlen talajrétegekbe/re ömlenek, ahol a talajpórusokban így három fázis különül el és ennek megfelelően a különböző, egymással nem elegyedő folyadékfázis-párok közötti határfelületekkel számolhatunk. Ha meg kívánjuk érteni a kapilláris nyomás elméletét a három folyadékfázisú rendszerben, a kétfázisú kapilláris nyomás görbékből kell kiindulnunk. Amennyiben PARKER (1989) közelítésének megfelelően feltételezzük, hogy a fázisok közötti nedvesítési sorrend: víz > NAPL > levegő, akkor ez azt is jelenti, hogy a pórusok szintjén a pórustérben a víz van a legközelebb a talajrészecskék felületéhez, a NAPL tölti ki a pórusteret a víz közelében, és a maradék pórusteret foglalja el a levegő a NAPL fázis szomszédságában. Mindez azzal a következménnyel jár, hogy a legkisebb pórusok telítettek vízzel, a legnagyobb pórusok levegővel, és a köztes pórustartományt tölti ki elsődlegesen a NAPL. Ez a nedvesítési sorrend vezet a kapilláris nyomás–folyadéktelítettség összefüggések egyszerűsítéseéhez (PARKER, 1989): a három-fázisú víz–NAPL–levegő rendszer helyi telítettségi megoszlása megadható két fázisú (NAPL–víz és NAPL–levegő) kapilláris nyomás–folyadéktelítettség összefüggésekből.

A talajok pórusrendszerét kitöltő fázisok megoszlásának leírásához szükséges kétfázisú kapilláris nyomás–folyadéktelítettség összefüggések közvetlenül mérhetők (ld. 2.4.2. és 2.4.4. fejezet) vagy más mért talajtulajdonságokból becsülhetők (ld. 2.4.3. és 2.4.5. fejezet).

#### 2.4.2. *A talajok víztartó képességének mérési módszerei*

Az 1900-as évek elején dolgozták ki a talajok kapillárisainak vízvisszatartó (víztartó) képességét vizsgáló első módszereket, az ún. vízkapacitás vizsgálatokat (VAGELER, 1932; BALLENEGGER & DI GLÉRIA, 1962; VÉR, 1982). Ezen vizsgálatokban a talajnedvesség energiaállapotát kifejező ún. vízgazdálkodási vagy hidrofizikai paraméterek meghatározása történik. Szabadföldön vagy laboratóriumban, jól deffiniált körülmények között mérik a talajok által visszatartott víz mennyiségét. A maximális vagy teljes vízkapacitás ( $VK_{max}$ ) a vízzel teljesen telített, kétfázisú talaj térfogatszázalékban kifejezett víztartalmát jelenti. VAGELER (1932) a vízleégészivattyú szívóerejével szemben visszatartott víz térfogatszázalékos mennyiségét elnevezte minimális vízkapacitásnak ( $VK_{min}$ ), és ezzel az értékkel jellemezte a talajok természetes vízvisszatartó képességét. Más szerzők minimális vízkapacitáson a kvarchomokra állított, előzetesen vízzel telített talajminta vízvisszatartó képességét, míg kapilláris vízkapacitáson ( $VK_{kap}$ )

a kapilláris úton telített talaj nedvességtartalmát értik (BALLENEGGER & DI GLÉRIA, 1962). VÉR (1982) az általa javasolt módszerrel az előzetesen telített talajok gravitációs vízvesztése utáni nedvességtartalmát mérte, és ezzel a nedvességtartalommal (természetes vízkapacitás,  $VK_t$ ) jellemezte a talajok természetes körülmények közötti vízvisszatartó képességét. Szabadföldi vízkapacitás ( $VK_{sz}$ ) alatt azt a vízmennyiséget értik, melyet a természetes állapotú, természetes helyzetéből ki nem mozdított, mély talajvízszintű (onnan jelentősebb kapillárisvíz utánpótlást nem kapó) talaj fogad be és a gravitációval szemben visszatart (BALLENEGGER & DI GLÉRIA, 1962). A szabadföldi vízkapacitás meghatározása szabadföldön, különböző beáztatási módszerekkel lehetséges. A vízkapacitás értékek úgy értelmezhetők, mint a talajok  $pF$ -görbéinek (kapilláris potenciál - nedvességtartalom) kinevezett pontjai. Így a  $VK_{max}$  a  $pF$  0 -hoz,  $VK_{sz}$  a  $pF$  2,5 értékhez tartozó térfogatszázalékos nedvességtartalomnak tekinthető.

Az igen kis nedvességtartalmú talajok nagy erővel tartják vissza a vizet. Az ún. higroszkóposági mérésekkel a magas tenzió tartományok vízvisszatartási értékei jellemezhetőek ( $hy = pF$  6,2;  $hy_1 = pF$  6,2;  $Hy = pF$  4,7), melyeket különböző koncentrációjú kénsav vagy sók feletti eltérő páratelítettségű terekben (exszikkátorokban) határoznak meg adott hőmérsékleten (DI GLÉRIA et al., 1957; VÁRALLYAY, 1993a).

A Sík-féle ( $hy_1$ ) és a Kuron-féle ( $hy$ ) higroszkóposági értékek a szakmai tapasztalatok szerint megfeleltethetők a vizsgált szilárd fázis egyrétegű folyadékborítottság értékének.

A talajnedvesség energiaállapotának vizsgálatára irányuló újabb módszerek az 1930-as évektől terjedtek el. Ezek alkalmazása során a talajok különböző nedvességtartalmához (vízzel való telítettségéhez) tartozó különböző kapilláris erők (kapilláris nyomás, kapilláris szívóerő, kapilláris potenciál, tenzió stb.) meghatározását végzik.

A talaj (aktuális nedvességtartalomra vonatkozó) szívóerejét közvetlenül mérő különféle tenziométeres eljárások szabadföldi és laboratóriumi körülmények között egyaránt használatosak és a változások folyamatos regisztrálására is alkalmasak (KIRKHAM & POWERS, 1972; VÁRALLYAY, 1974; RAJKAI, 1993).

A hazai talajfizikai gyakorlatban a kapilláris potenciál meghatározására leginkább az ún. porózuslap-módszer, illetve a magas tenzió tartományokban ( $pF$  2,7 <) a nyomásmembrános mérési módszer terjedt el (VÁRALLYAY, 1973a; RAJKAI, 1993). A VÁRALLYAY (1973a) által Magyarországon meghonosított eljárás az ún. „Holland módszertanon” (homok-kaolinlapos módszer, illetve nyomásmembrános módszer) alapul. A mérések során a vízzel telített mintákra ható, jól definiált szívó- vagy nyomóerők alkalmazása utáni egyensúlyi nedvességtartalmat határozzák meg gravimetriásan. A  $pF$ -görbe végpontja ( $pF$  6,2) a Sík-féle higroszkóposági érték.

A víztartó képesség mérésére a nemzetközi gyakorlatban az ún. „Amerikai módszer” vagy „Richards módszer” is elterjedt, melyben a vízfázisra ható légnyomást kompresszorral biztosítják (RICHARDS & FIREMAN, 1943; KLUTE, 1986; ISO 11274:1988). A készülékek nyomásálló edényeibe (extraktoráiba) különböző porozitású (különböző levegőáteresztési küszöbértékekkel jellemezhető) kerámia lapok (esetleg celofán membránok) szerelhetők. A nyomás változtatásával, illetve az ehhez alkalmazkodó porózus kerámialap-cserével a nyomás-telítettség görbék majdnem teljes tartománya meghatározható (0–5 bar;  $pF$  0–4,2).

Mindkét módszer széles körben elterjedt sorozatvizsgálatokra. Az alacsony nyomástartományokban ( $pF$  0– $pF$  3) elsősorban *bolygatatlan minták* vizsgálata javasolt, hiszen a talaj porozitása, szerkezete jelentős mértékben meghatározza a minta vízvisszatartó képességét, így a bolygatott mintákkal végzett mérések eredményei nem reprezentatívak a természetes közegre. A nagyobb nyomástartományokban ( $pF$  3– $pF$  4,2-ig) a víztartó képességet a talajszerkezet kevésbé befolyásolja, itt a bolygatott mintákból készített *talajpépek* használata a szokásos.

A *mintaméret* is meghatározza a mért vízvisszatartó képesség értékeit, illetve az egyes nyomásértékeken az egyensúlyi nedvességtartalom beállításához szükséges mérési időt. Leginkább a 100 cm<sup>3</sup> térfogatú eredeti szerkezetű minták vizsgálata terjedt el, melyeknél az egyensúly beállításához szükséges idő – fizikai féleségtől függően – 1–3 hét.

A kapilláris potenciál-nedvességtartalom kapcsolatát vizsgáló egyéb talajfizikai eljárások (elektromos ellenállás mérésén alapuló módszerek, hőveszteség érzékelésén alapuló módszerek, szűrőpapír módszer, centrifugás módszer, tempe cellák, vákuum-kapillariméterek, ozmotikus módszerek, higanyinjektációs módszerek) hazánkban kevésbé használatosak (RAWLINS & CAMPBELL, 1986; RAJKAI, 1993; SMITH & MULLINS, 2001; LAL & SHUKLA, 2004). Az evaporációs módszerekkel, illetve az ún. multistep outflow (MOF) berendezésekkel indirekt módon tudjuk meghatározni a szimulációs modellekben szükséges hidraulikai tulajdonságokat. Lehetőséget adnak a kapilláris nyomás-víztelítettségen túl és vízáteresztés függvények számítására is (SALEHZADEH & DEMOND, 1994; TULI et al., 2001a; 2001b; HOPMANS et al., 2002; VAN GEEL & ROY, 2002; WIPFER et al., 2004; JORDI, 2007; SCHINDLER et al., 2010). Hazánkban kevésbé elterjedt eljárások.

#### **2.4.3. A talajok víztartó képességének becslési lehetőségei**

A talajtani kutatások során kapott becsülő függvényeket pedotranszfer függvényeknek (PTF) hívja a szakirodalom. A meghatározás az angol „pedotransfer function” tükörfodításának felel meg, amely a LAMP & KNEIB (1981) által használt „pedofunction” és a BOUMA & VAN LANENT-től (1987) származó „transfer function” fogalmakból alakult ki.

A pedotranszfer függvény definícióját BOUMA (1989) fogalmazta meg először, miszerint a függvény segítségével a rendelkezésre álló információkból olyan adatokat lehet előállítani, amelyek az elsődleges mért adatokat tartalmazó forrásokból nem hozzáférhetőek. A pedotranszfer függvény elnevezés jelentés alapja a görög „pedosz”, „talaj” szóból ered, a „transzfer” pedig arra utal, hogy egy meghatározott tulajdonságokkal rendelkező rendszer jellemzőinek ismeretében következtetünk/becsüljük egy bonyolultabb rendszert/folyamatot leíró paraméter értékét. A PTF-ek többségét a talaj vízgazdálkodási tulajdonságainak becslésére dolgozták ki, de léteznek a talaj egyéb fizikai és kémiai jellemzőit számító módszerek is. RAWLS (1983) például a talajok térfogattömegére dolgozott ki becsülő módszert; UNO és munkatársai (2005) távérzékelte információkból becsülték a talajok szervesanyag-tartalmát; BELL és VAN KEULEN (1995, cit: MINASNY, 2007) a talajok kationcserélő képességének becslésére dolgoztak ki módszert.

A mezőgazdasági és a környezeti modellezéshez szükséges hiányzó adatok pótlására azok pedotranszfer függvényekkel történő becslése megoldást jelenthet. A hiányzó adatokat egyre gyakrabban helyettesítik becsült értékkel a talajtani kutatásban. Ugyanakkor mindig szem előtt kell tartani, hogy a becsült érték hibája ismereten, így a modellezési eredmények csak közelítő jellegűek, és azok szakértők általi felülvizsgálata elmaradhatatlan feladat.

A pedotranszfer függvények becslési eredményeit legtöbbször modellezésekhez használják fel, úgy, mint például a talaj vízmozgás modellezéséhez (FODOR & RAJKAI, 2004), vagy annak területi jellemzéséhez (BAKACSI et al., 2008). Az említett területen kívül nagyon sok alkalmazása van a becsült értékeknek. Többek között felhasználják a talaj vízforgalmának leírásához növénytermesztési modellekben (FODOR & KOVÁCS, 2001; FODOR et al., 2001), a talaj erózió modellezéséhez (PACHEPSKY & RAWLS, 2004), a talajok klímaérzékenységének vizsgálatához (FARKAS et al., 2009b), a szén és nitrogén körforgalmának modellezéséhez (LI et al., 2007), a földminősítéshez (MAKÓ et al., 2007), az európai termésbecslés talajtani paramétereinek meg-alapozásához BARUTH és munkatársai (2008), vagy peszticid és nitrát kimosódásának elemzéséhez (MCBRATNEY et al., 2002).

A becselő módszerek alkalmazása nem új keletű, annak ellenére, hogy a PTF fogalma csak 1989 óta létezik. Már korábban is igény volt rá, hogy a nehezen mérhető talajtulajdonságokat egyéb, könnyebben meghatározható adatokból számítsák. „Kőolajszármazékok a talajban” c. monográfiánk 4. fejezetében (HERNÁDI et al., 2012b) áttekintettük a hazai és nemzetközi becselő módszerek kidolgozásának történetét, felsorolva a főbb eredményeket. Ezt a munkát és TÓTH (2011) témavezetésemmel készült PhD dolgozatát felhasználva foglalom össze az első talajfizikai PTF-ek megalkotásától napjainkig terjedő időszak becselő módszereit.

BRIGGS ÉS MCLANE (1907) voltak valószínűleg az elsők, akik a mechanikai összetétel és szerves anyag alapján becsülték a „talajnedvességi egyenértéket” (moisture equivalent: a mai terminológia szerint közelítőleg a szabadföldi vízkapacitásnak felel meg). Felismerték, hogy a számításuk pontosítható, ha az adatbázis hasonló tulajdonságokkal rendelkező talajait csoportosítják és csoportonként más egyenletet írnak fel. A csoportegyenletek becselési hibája így az általános érvényű egyenlethez képest a harmadára–kétharmadára csökkent. Hazai kutatók az 1930-as évektől foglalkoztak a talaj vízgazdálkodását jellemző talajtulajdonságok becselésével. A talaj higroszkóposági értéke és agyagtartalma közötti kapcsolatra elsőként KOTZMANN (1938, cit: MADOS, 1939) adott meg tapasztalati összefüggést. Később a talajok kötöttsége és vízkapacitása közötti kapcsolatokat vizsgálta MADOS (1939; 1942).

Id. VÁRALLYAY (1942) a növények hervadásponthoz tartozó talajnedvesség és a légszáraz talajnedvesség között talált összefüggést, míg KREYBIG (1951) a Kuron-féle higroszkóposági értékek ( $h_y$ ) és a talaj egyes fizikai és vízgazdálkodási tulajdonságai ( $HY$ ; agyag%; minimális vízkapacitás; holtvíztartalom) közötti kapcsolatot jellemezte.

Az 1950-es és 1980-as évek közti időszakban elsősorban a talajok mechanikai összetételének, térfogattömegének és szervesanyag-tartalmának a higroszkópos nedvességgel, a szabadföldi vízkapacitással és a holtvíztartalommal való összefüggését vizsgálták. NIELSEN és SHAW (1958) a homok-, iszap- és agyagtartalom alapján grafikus módszerrel becsülte a talajok holtvíztartalmát (VÁRALLYAY et al., 1979). Az 1960-as években BROOKS és COREY (1964), SALTER és WILLIAMS (1965, 1967), valamint BRUTSAERT (1966) vizsgálták a talaj szemcseeloszlása és víztartó képessége közötti összefüggéseket és megkísérelték a víztartóképesség-értékek különböző függvényekkel történő leírását. Az 1980-as években hazánkban RAJKAI és munkatársai (1981) dolgoztak ki becselő módszert a pF-görbe értékeinek egyéb mért talajjellemzők alapján történő számítására. Megállapították, hogy a különböző tenziótartományokban más-más talajtulajdonságok mutatnak szignifikáns összefüggést a talaj víztartóképesség-értékekkel. Az egyre több országban végzett talajvizsgálatok, bővülő talajfizikai adatbázisok lehetővé tették az egyes talajtulajdonságok közötti összefüggések további vizsgálatát, újabb és egyre megbízhatóbb pedotranszfer függvények kidolgozását (HALL et al., 1977; GUPTA & LARSON, 1979; RAWLS & BRAKENSIEK, 1985).

Napjainkra a talaj vízgazdálkodási tulajdonságait, ezen belül a talajok víztartó képességét becselő pedotranszfer függvények kidolgozása a talajfizikai kutatások egyik legfontosabb ágává nőtte ki magát. Az utóbbi két évtizedben több olyan talajvízgazdálkodási és -fizikai adatbázist hoztak létre a világon, melyek alkalmasak pedotranszfer függvények kifejlesztésére. Ezek közül a legjelentősebbeket az alábbiakban ismertetjük. A GRIZZLY (HAVERKAMP et al., 1998, cit: NEMES, 2011) és az UNSODA v2.0 (NEMES et al., 2001), mint az első nemzetközi adatbázisok, 660 db, illetve 790 db talajminta vízgazdálkodási tulajdonságait tartalmazzák. Az NRCS-NSSC (SOIL SURVEY STAFF, 1997, cit: NEMES, 2011) körülbelül 120000 talajszint általános, talajfizikai és -kémiai tulajdonságait írja le és foglalja adatbázisba (9395 db minta rendelkezik mért pF<sub>2,5</sub> és pF<sub>4,2</sub> értékhez tartozó víztartó képesség adattal). Az IGBT-DIS és a WISE (131 472 db, illetve 47 834 db adatsor) (BATJES et al., 2007) mintáinak egy részét az NRCS-NSSC adatai képezik. Az IGBT-DIS adatbázisban 11 különböző pF értékhez tartozó mért víztartó képesség adat található. Ezek közül a minták 32 százalékára van meg a pF<sub>2,5</sub> és 83 százalékára a

pF<sub>4,2</sub> értékhez tartozó víztartó képesség, míg a WISE adatbázis mintáinak maximum 15 százaléka rendelkezik mért víztartó képességgel. A HYPRES (Hydraulic Properties of European Soils) (WÖSTEN et al., 1999) 12 európai ország mért talajfizikai és -hidrológiai adatait – 4030 db talajmintára vonatkozóan – foglalja egységes adatbázisba. Az EU-HYDI (European HYdropedological Data Inventory), mint a legújabb összeurópai talajfizikai adatbázis, 6014 db talajszelvény 18682 mintájának talajfizikai és vízgazdálkodási adatait tartalmazza (WEYNANTS et al., 2013). Magyarországon 2010-ig két adatbázis volt használható a talaj vízgazdálkodási pedotranszfer függvények kifejlesztésére. Az egyik a MTA TAKI adatbázisa, mely 270 db talajmintáról tartalmaz információkat, főleg az Alföldről. Az erre az adatsorra (RAJKAI, 1988; RAJKAI & KABOS, 1999) kidolgozott becslések elsősorban a magyarországi csernozjom talajokon alkalmazhatók sikeresen. A másik nagyobb talajfizikai és vízgazdálkodási adatbázis a HUNSODA (Unsaturated Soil Hydraulic Database of Hungary) (NEMES, 2002), amely 840 db talajminta és 576 db talajszint mért víztartó képességét tartalmazza. Mindkét adatbázis nagyon hasznos, egyetlen hátrányuk, hogy a művelhető talajoknak csak egy szűkebb csoportjáról szolgáltatnak információt.

A becslő módszerek közül sokat számítógépes algoritmusba is beépítettek, megkönnyítve ezzel a pedotranszfer függvények gyakorlati alkalmazását. Ilyen program például a k-Nearest (NEMES et al., 2008), a TALAJTANonc 1.0 (FODOR & RAJKAI, 2005), a Neuro Multistep (MINASNY et al., 2004), a SOILPAR 2.0 (ACUTIS & DONATELLI, 2003), a MUUF (Map Unit User File) (RAWLS et al., 2001), a ROSETTA (SCHAAP et al., 2001), vagy az SH-Pro (CRESSWELL et al., 2000). Ezek a programok általában több becslő függvényt is tartalmaznak, a felhasználónak kell eldöntenie, hogy számára melyik a legalkalmasabb. A jövőben olyan automatizált döntéstámogató rendszereket (soil inference systems) szándékoznak kifejleszteni, amelyek a bevitt adatok és a becsülni kívánt talajtulajdonság alapján kiválasztják a legalkalmasabb – legkisebb hibával becslő – pedotranszfer függvényeket. Ezek a döntéstámogató rendszerek nemcsak talaj vízgazdálkodási, de egyéb talajfizikai és -kémiai tulajdonságok becslésére is használhatók lehetnek (MCBRATNEY et al., 2002).

#### 2.4.3.1. *A becslési eljárásokban figyelembe vehető talajtulajdonságok*

A legtöbb víztartó képesség becslő módszer „bemenő” adatként a talajok mechanikai összetételét, szerves-anyag-tartalmát és térfogattömegét veszi figyelembe (WÖSTEN et al., 2001; PACHEPSKY et al., 2006). A mechanikai összetételről általánosságban elmondható, hogy a  $1,5 \leq pF \leq 2,3$  szakaszban a finom homokfrakció (0,25–0,05 mm) a meghatározó, mert az ezen szemcsefrakciók között kialakuló kapilláris–gravitációs pórusrendszer ebben a tenziótartományban ürül le. A magasabb tenziótartományban ( $pF > 2,3$ ) a szorpciós erők hatása a döntő, így nagy adszorptív felülete miatt az agyagfrakciónak van pozitív hatása a talaj víztartó képességére (RAJKAI et al., 1981; VÁRALLYAY, 2002). A mechanikai összetétel eredmények többféleképpen alkalmazhatók a becslésekben. Egyes szerzők (PACHEPSKY et al., 1982; RAJKAI et al., 1981; WÖSTEN et al., 1999) a szemcsefrakció kategóriákat veszik alapul, mások a szemcsfrakciók arányának figyelembe vételével számolnak (RAJKAI & VÁRALLYAY, 1992; WÖSTEN et al., 1999) és előfordul az eredményekből számolt átlagos geometriai átmérő használata is (SCHEINOST et al., 1997; MINASNY et al., 1999). A talaj szervesanyag-tartalma hatással van a talaj szerkezetére és adszorpciós tulajdonságaira is, így közvetlenül és közvetve is meghatározza a talaj víztartó képességét (RAWLS et al., 1982; 1983; 2004; RAJKAI, 1988; WÖSTEN et al., 1999). RAWLS és munkatársai (2003) megállapították, hogy a durva fizikai félélegű talajok víztartó képessége érzékenyebb a szervesanyag mennyiségének változására, mint a finomabb szemcséjű talajoké. A térfogattömeget több szerző is figyelembe vette a PTF kidolgozásában (RAJKAI et al., 1981; RAWLS et al., 1982; WÖSTEN et al., 1999; BRUAND et al., 2003).

A térfogattömeg jellemzi a mikro- és makroaggregátumok, valamint a nagyobb szerkezeti elemek illeszkedésének szorosságát, tehát elsősorban a gravitációs pórusok mennyiségéről ad tájékoztatást (RAJKAI et al., 1981; VÁRALLYAY, 2002).

A fent említett talajtulajdonságokon kívül egyéb talajtulajdonságokat is be lehet vonni a talaj víztartó képességének becslésébe. Ilyen fontosabb talajfizikai tulajdonságok a talajjellenállás, az agronómiai szerkezet (aggregátumok méret szerinti megoszlása), az aggregátum-stabilitás, melyeknek az alacsonyabb tenziótartományban lehet jelentőségük (WÖSTEN et al., 2001). Bizonyos kémiai tulajdonságok figyelembe vétele szintén fontos lehet, például a szikes talajok esetében, amint erre RAJKAI (1988) is rámutatott. Munkájában a szikesedés pF-értékekre gyakorolt hatását a talaj só-, oldható- és kicserélhető Na-ion tartalmával és karbonáttartalmával jellemezte. A  $\text{CaCO}_3$ -tartalom víztartó képességre gyakorolt szerepére RAJKAI és VÁRALLYAY (1992) hívta fel a figyelmet. Az említett kémiai tulajdonságokon kívül cementáló hatásuk miatt figyelembe vehetőek még a talajban található vas-oxidok és vas-hidroxidok mennyisége, vagy a talaj kationkicserélő képessége (WÖSTEN et al., 2001). A kis szervesanyag-tartalmú talajok esetén a kationkicserélő képesség alapján következtetni lehet az agyagásvány-összetételre (PACHEPSKY & RAWLS, 2004). Egyes mért víztartóképeség-értékek becslésbe vonásával a becselő modellek átlagos hibája csökkent és becslési hatékonysága szignifikánsan javult (RAWLS et al., 1982; AHUJA et al., 1985; RAJKAI, 2004). Legtöbbször a -33 kPa és -1500 kPa potenciál-értékeken mért értékeket használják, mert az adatbázisokban általában ezen nedvességértékek állnak rendelkezésre (RAJKAI & VÁRALLYAY, 1992).

Olyan eljárások is ismertek, amelyek kategóriaváltozókat (diszkrét változókat), például a talaj fizikai féleségét (BATJES, 1996; SCHAAP et al., 2001; BRUAND et al., 2003), taxonómiai osztályát (BATJES, 1996; RAWLS et al., 2003), a talajban található uralkodó agyagásvány-összetételt (WÖSTEN et al. 2001) veszik figyelembe. Más módszerek pedig kvalitatív tulajdonságokat, mint pl. a talaj szerkezetét (PACHEPSKY et al., 2006), a makropórusok méretét, típusát és előfordulásuk gyakoriságát, a gyökerek méretét, előfordulási gyakoriságát (LIN et al., 1999), a talaj színét (MCKENZIE & MACLEOD, 1989) vagy a talaj agyagásvány-összetételét meghatározó talajképző kőzetet (BASTET, 1999; PACHEPSKY & RAWLS 2004) használták fel a talaj víztartóképeség-becslésben. A domborzatot jellemző tulajdonságok vizsgálata is gyakran fellelhető (PACHEPSKY et al., 2001; SHARMA et al., 2006; SANTRA & DAS, 2008) a PTF-kidolgozás gyakorlatában. ROMANO és PALLADINO (2002) például a lejtő alakját találták fontosnak a víztartó képesség becslésében. MINASNY (2007) a közepes infravörös diffúz reflektancia spektroszkóppal (MIR) mért értékek alapján becsülték a talaj víztartó képességét. A fent említett fizikai és kémiai talajtulajdonságokon kívül az irodalomban találhatóak olyan módszerek is, amelyek például a talaj párologtatása alapján következtetnek a víztartó képességre (IDEN & DURNER, 2008), vagy olyanok, amelyek a vegetációs indexet (NDVI) veszik figyelembe (SHARMA et al., 2006).

#### 2.4.3.2. *A talaj víztartó képességét becselő módszerek áttekintése*

A víztartóképeség-becselő módszerek áttekintésével és különböző szempontok szerinti rendszerezésével több szerzőnél is találkozhatunk (CORNELIS et al., 2001; WÖSTEN et al., 2001; MCBRATNEY et al., 2002; NEMES et al., 2003; PACHEPSKY & RAWLS, 2004). A szerzők többsége két típusba sorolja a becselő módszereket: a fizikai modell alapú becslések csoportjába és az empirikus módszerek közé. Ez utóbbiba tartozik a pedotranszfer függvények többsége.

A fizikai modell alapú becslések (semiphysical approach/physical model method/mechanistic model) abból indulnak ki, hogy a talajok szemcse- és pórusméret eloszlása között összefüggés van (ARYA & PARIS, 1981; RAJKAI, 1988). Ezen a fizikailag is igazolható hasonlóságon alapszik a talajok pF-görbéjének a mechanikai összetételből történő számíthatósága (RAJKAI, 1988). E becselő módszerknél a talaj víztartó képességét leíró görbékhez a fizikai folyamatok leírásával

jutnak el: a talajok szemcse-eloszlásából számítják a pórusméret-eloszlást, a pórusméret-eloszlásból becslik a víztartó képesség görbét (HAVERKAMP & PARLANGE, 1986; TYLER & WHEATCRAFT, 1989; TIETJE & TAPKENHINRICHS, 1993; COMEGNA et al., 1998; RAJKAI, 2004).

A másik nagy csoportba tartoznak az empirikus módszerek, melyek nem a fizikai elméletek sorából levezetett és egymásra épülő összefüggéseken alapulnak, hanem a becsléshez használt bemenő és kimenő paraméterek közötti összefüggéseket írják le statisztikai módszerekkel, talajfizikai adatbázisok felhasználásával (ROSSITER, 2003).

WÖSTEN és munkatársai (2001) a pedotranszfer függvények három típusát különítik el: (1) az adatokat valamilyen talajtulajdonságok alapján csoportosítják, majd kiszámítják a csoportok átlagos víztartó képességére vonatkozó szabályokat („pedotrasfer rules”) (pl. BATJES, 1996; QUISENBERRY et al., 1993; DAROUSSIN & KING, 1996; LILLY et al., 1996; 2008); (2) a pedotranszfer függvényeket az adatok előzetes csoportosítása nélkül dolgozzák ki, ilyenkor a magyarázó változók legtöbbször folytonosak (folytonos pedotranszfer függvénynek, „continuous pedotransfer functions”) (pl. VEREECKEN et al., 1989); (3) az adatok csoportosítása után a csoportokra külön pedotranszfer függvényeket dolgoznak ki (pl. PACHEPSKY & RAWLS, 2004).

A talajcsoportok kialakítása többféleképpen történhet. A módszerek többségében a fizikai féleség adja az osztályozás alapját (RAWLS et al., 1982; BRUAND et al., 2003; TÓTH et al., 2005; PACHEPSKY et al., 2006; BAKER, 2008). Csoportképző lehet még a talaj szervesanyag-tartalma (RAWLS et al., 2003), szerkezete (PACHEPSKY & RAWLS, 2003), a talaj altípusa (TÓTH et al., 2005), vagy taxonómiai kategóriája (BATJES, 1996; RAWLS et al., 2001), a feltalaj és az altalaj (WÖSTEN et al., 1990; RAWLS et al., 2001), vagy a talajképző közet (PACHEPSKY & RAWLS, 2004). Természetesen a felsorolt lehetőségek kombinációja alapján is történhet a talajok osztályozása, többszintű talajcsoportok kialakításával (pl. RAWLS et al., 2003).

A becselő módszerek vagy a pF-görbe jellemző pontjaihoz tartozó víztartó képességet, vagy a pF-görbét leíró függvény paramétereit számítják. Azon PTF-ek esetén, amelyek a talaj víztartó képességet meghatározott mátrixpotenciálokon becslik (a pF-görbe mért pontjain) *pontbecslésről* („point estimation methods”) beszélünk (GUPTA & LARSON, 1979; RAJKAI et al., 1981; RAWLS & BRAKENSIEK, 1982; RAWLS et al., 1982; AHUJA et al., 1985; RAJKAI, 1988; TOMASELLA et al., 2003). *Görbebecslésnek* („parametric estimation methods”) nevezik azt az eljárást, amikor a víztartóképesség-görbét leíró függvény paraméterértékeit számítják egyéb talajtulajdonság értékekből (RAJKAI, 1988; RAWLS & BRAKENSIEK, 1985; VEREECKEN et al., 1989; SCHEINOST et al., 1997; MAYR & JARVIS, 1999; SCHAAP et al., 1999; WÖSTEN et al., 1999; RAJKAI, 2004; BØRGESEN & SCHAAP, 2005).

#### 2.4.3.3. A talaj víztartó képességét becselő statisztikai módszerek

A talaj víztartó képességének a becslését legtöbbször regressziós függvényekkel végzik, amelyek lehetnek többváltozós lineáris vagy nem-lineáris függvények. A többváltozós lineáris regresszió (multiple linear regression) módszerét használják legtöbbször a pontbecslő PTF-ek esetében, de például a görbebecsléseknél a függvények paramétereit is sok esetben ezzel a módszerrel becslik (RAJKAI, 1988; VEREECKEN et al., 1989; SCHEINOST et al., 1997; MINASNY et al., 1999; WÖSTEN et al., 1999; 2001; RAJKAI et al., 2004). A nem-lineáris regressziós egyenlet (extended non-linear regression) független változók csoportja és egy függő változó közötti nem-lineáris kapcsolatok feltárására szolgál (SCHEINOST et al., 1997; RAJKAI et al., 2004).

Az 1990-es években új adatbányászati technikákat kezdtek alkalmazni a becslések kidolgozására, úgy, mint a mesterséges neurális hálózat, a csoportos adatkezelés módszere, vagy a klaszifikáció és regressziós fa alkalmazása. A mesterséges neurális hálózatok (artificial neural network (ANN)) módszere adott minták alapján akkor is elkészíti a bemenő és kimenő adatok

közötti kapcsolatok modelljét, ha az képlettel nem írható le, vagy a megoldáshoz szükséges szabályok ismeretlenek (PACHEPSKY et al., 1996; SCHAAP & LEIJ, 1998; MINASNY et al., 1999; SCHAAP et al., 1999; NEMES et al., 2003; BØRGESEN & SCHAAP, 2005; BAKER & ELLISON, 2008). A csoportos adatkezelés módszere („group method of data handling” (GMDH)) olyan módszer, amely több bemenő és egy kimenő változó közötti kapcsolatot tárja fel, a regressziós vizsgálat és a mesterséges neurális hálózatok előnyeit ötvözi (GIMÉNEZ et al., 2001; PACHEPSKY & RAWLS, 2004). A klasszifikációs fa („classification tree”, „regression tree”, CART) használatakor először a sokaság elemeit az elemek tulajdonságai szerint két vagy több csoportba osztályozzák. Ezután a regressziós fa módszer az adatokat homogén alcsoportokra osztja. Ez a módszer mind a függő, mind a független változót tekintve alkalmas folytonos és kategória adatok kezelésére is (RAWLS et al., 2003; PACHEPSKY et al., 2006; LILLY et al., 2008; NEMES et al., 2010). A víztartó képesség becslésének kidolgozásához alkalmazott legújabb módszerek a „support vector machines” (SVM) (LAMORSKI et al., 2008; TWARAKAVI et al., 2009), k-legközelebbi szomszéd algoritmus (k-nearest neighbor (k-NN)) (NEMES et al., 2006; 2008) és a fuzzy k-közép algoritmus (TRANTER et al., 2009).

#### 2.4.3.4. A becselő függvények alkalmazása és megbízhatóságának vizsgálata

Általánosságban elmondható, hogy azon függvényekkel a leghatékonyabb a becslés, amelyeket a vizsgálandó terület talajaihoz hasonló tulajdonságú talajadatbázison dolgoztak ki (SCHAAP & LEIJ, 1998). Minél specifikusabbak a PTF-függvények, annál pontosabb becslést adnak, de csupán kisebb területre, vagy meghatározott talajféleségre.

Annak eldöntésében, hogy a vizsgálandó adatbázisban és az alkalmazni kívánt PTF kalibrációs adatbázisában szereplő talajok tulajdonságai hasonlónak tekinthetők-e, a különböző statisztikai távolságszámítások segítenek (NEMES et al., 2006, TRANTER et al., 2009). A PTF-ek becslési hatékonyságát és adatigényét több szerző is (RAJKAI & KABOS, 1999; CORNELIS et al., 2001; WÖSTEN et al., 2001; BØRGESEN & SCHAAP, 2005; AL MAJOU et al., 2008) összehasonlították különböző adatbázisokon. Egyöntetű megállapításuk, hogy a becselő eljárások pontosságának alapja a kalibrációs adatbázis és becselő adatbázis tulajdonságainak hasonlósága. Minél specifikusabbak a pedotranszfer függvények, annál pontosabb becslést eredményeznek kisebb, homogénebb talajcsoportra. Országos léptékű hidrológiai számításokhoz viszont a nagyobb, heterogénebb talajmintákat tartalmazó adatbázison kidolgozott PTF-ek használhatóbbak. Országos léptékű becslések kidolgozásához ugyanakkor a kontinentális léptékű adatbázis használata nem javasolt, mert az nagyobb becslési hibát eredményezhet (RAJKAI, 1988; NEMES et al., 2003). MCBRATNEY és munkatársai (2002) felhívják a figyelmet, hogy az új becselő modellek kidolgozásánál szükséges a kiugró adatok kalibrációs adatbázisból történő kiszűrése.

A kidolgozott becselő modellek pontosságát (accuracy) a becselő (kalibrációs) adatbázison, megbízhatóságukat (reliability) a becselő adatbázistól független teszt adatbázison kell ellenőrizni (WÖSTEN et al., 2001). A modellek e tulajdonságait legtöbbször az átlagos hiba („mean error”, ME) és az átlagos négyzetes hiba négyzetgyöke („root mean square error”, RMSE), más néven empirikus szórás adja meg. Amennyiben több víztartóképesség-becslő modell is a rendelkezésünkre áll, a kiválasztásnál a becslés hibájának figyelembe vétele mellett, a becsléshez szükséges paraméterszámra is figyelemmel kell lenni. Több, különböző paraméterszámú modell esetén, a modellek hatékonyságának megállapítására kidolgozott kritériumok mérlegelésével dönthető el, hogy melyik a legalkalmasabb modell. RAJKAI (2004) és RUSSO (1988, cit: WÖSTEN et al., 2001) a pF-adatokra illesztett egyenlet és a különböző paraméterszámú becselő modellel kapott pF-görbék összehasonlítására az Akaike-féle információs kritériumot (AIC) használta; az Akaike kritérium alapján a kisebb AIC értékű a megfelelőbb modell. A modellválasztási kritériumok közül ennek a kritériumnak a használata a legelterjedtebb.



#### 2.4.4. A talajok szerves folyadék-visszatartó képességének mérési módszerei

A talajok szerves folyadék-visszatartó képességének lehetséges mérési módszereit részletesen összefoglaltuk a témakörben megjelent monográfiánk 3. fejezetében (HERNÁDI et al., 2012a). Ezen a helyen – terjedelmi okokból – csak az értekezés szempontjából legfontosabb tudnivalókat ismertetem. A szerves folyadék-visszatartó képesség mérési módszerek fejlesztési szempontjai nagyjából azonosak a víztartó képesség meghatározására használt eljárásokéval.

A pórusrendszerben egy időben két egymással nem elegyedő fázist (olaj/levegő) tartalmazó talajokban a kapillaris nyomás – folyadéktartalom ( $P_c-\theta$ ), vagy kapillaris nyomás – telítettség ( $P_c-S$ ) összefüggéseket vizsgáló laboratóriumi módszerek eredetileg a kőolajföldtani kutatásokból ismertek, az 1960-as évektől. Ezek a módszerek terjedtek el, majd fejlődtek tovább a szerves folyadékszennyezéssel kapcsolatos környezetvédelmi kutatások terén.

A különböző geológiai vagy talajrétegekből származó minták olajvisszatartó képességének mérésére különféle statikus és dinamikus módszerek terjedtek el. A *statikus módszerek* jellemzője, hogy a folyadéktartalmat mindig az egyensúly kialakulását követően mérik gravimetrikusan vagy valamilyen spektroszkópiai (nem destruktív) módszerrel (OOSTROM et al., 2007). A *dinamikus módszereknél* az egyensúlyi állapot eléréséhez szükségesnél rövidebb, előre meghatározott időtartamú, megfelelő körültekintéssel megválasztott nyomáslépcsőket alkalmaznak (LIN et al., 1990). A szakirodalom tehát a mérések során alkalmazott szívó/nyomóerő alkalmazási módja és ideje alapján tesz különbséget a statikus és dinamikus módszerek közt.

A legrégebbi, ún. *higanyinjektációs eljárásokat* („mercury intrusion method”) elsősorban porózus közegek porozitás viszonyainak vizsgálatára (pórusméret-eloszlás) alkalmazzák, főként a makro és mezopórusok mérettartományában (>0,5 mm), azonban a módszer kőzetminták, talajok kapillaris tulajdonságainak tanulmányozására is alkalmas lehet (AMYX et al., 1960). A mérés során a telítési görbék („intrusion curves”) és – a teljes telítést követően – a leürülési görbék („extrusion curves”) is felvehetőek, így a hiszterézis is tanulmányozható. A talaj- vagy kőzetmintára higanyal mért nyomás-telítettség görbék jó közelítéssel „átkálázhatók” szerves folyadék-visszatartási görbékké a Leverett-egyenlet alapján, felhasználva a folyadékok eltérő fizikai tulajdonságait (sűrűség, határfelületi feszültség) (DOWNEY, 1984; JENNINGS, 1987; VAVRA et al., 1992).

A szerves folyadék-visszatartás görbék meghatározható a szerves folyadékot tartalmazó talajminták *centrifugálásával*, a mintákból a centrifugális erő hatására eltávozó, illetve a mintában visszatartott folyadékmennyiség méréséből, a fordulatszám és a forgási sugár ismeretében számítható (BRADFORD et al., 2000). Különböző konstans forgási sebességek beállításával a nyomás-folyadéktelítettség ( $P_c-S$ ) görbe teljes tartománya felvehető (AMYX et al., 1960; SMITH & MULLINS, 2001). Gyorsasága és egyszerűsége miatt a módszert sikeresen alkalmazták a felületaktív anyagok kármentesítési eljárásokban való felhasználásának hatékonyság-vizsgálatára is (FLEURY et al., 1999).

A *porózus membránokkal* végzett szerves folyadék-visszatartás mérésekkel elsősorban a kőolaj-földtani kutatásokról szóló publikációkban találkozhatunk, amely tapasztalatok talajfizikai szempontból is hasznosak lehetnek (HAMMERVOLD et al., 1998; MOSS et al., 1999). A porózus membránokkal végzett statikus mérések hátránya, hogy viszonylag hosszú időigényűek (FLEURY & LONGERON, 1998), ezért egyes szerzők dinamikus mérésekre (fokozatos és folyamatos nyomásváltoztatással) használták a módszert (HAMMERVOLD et al., 1998).

A *nyomás cellákkal* kőzet, üledék és talajminták olajvisszatartó képessége mérhető statikus és dinamikus áramlási körülmények között, két és három folyadékfázisú rendszerekben. A mért folyadéktartalom és nyomásértékek alapján a talaj folyadék-visszatartó képessége, áteresztése

és a telített folyadékvezető képessége határozható meg. Mindezek ismeretében a vizsgált porózus közeg kapilláris nyomás-telítettség ( $P_c$ - $S$ ; capillary pressure-saturation), kapilláris nyomás-relatív áteresztés ( $P_c$ - $k_r$ ; capillary pressure-relative permeability), illetve kapilláris nyomás-telítettség-relatív áteresztés ( $P_c$ - $S$ - $k_r$ ) összefüggései kifejezhetők (BROWN, 1951; PARKER et al., 1985; PARKER & LENHARD, 1987; VAN DAM et al., 1992; ECHING et al., 1994). A méréshez különböző polaritású folyadékokkal nedvesített porózus lapokat tartalmazó cellákat alkalmaznak, mely vizsgált folyadékot átereszti, a levegőt, vagy – két folyadékfázissal egy időben végzett vizsgálatok esetén – az eltérő polaritású folyadékot nem. Ilyen porózus lapok lehetnek – a víztartó képesség mérések esetén – kerámiakorongok, kerámialapok (LIU et al., 1998; FUJAMAKI & INOUE, 2003; JORDI, 2007), esetleg nejlón vagy műanyag membránok (NIMMO & MILLER, 1986; WALSER et al., 1999). Ezek a módszerek alkalmasak a talajok általános hidrológiai tulajdonságainak (folyadék-visszatartó képesség, folyadékvezetés és áteresztés, hiszterézis jelenségek) tanulmányozására (LIN et al., 1990). A folyadéktartalom mérések általában gravimetriásan történnek, ám ismeretesek egyéb (spektroszkópiás) eljárások is (NIMMO & MILLER, 1986; DANE et al., 1992; O'CARROLL et al., 2004; WIPFER et al., 2004; JORDI, 2007). E módszerek jelenleg is módszertani fejlesztések alatt állnak. Előnyük, hogy alkalmasak a vizsgált szilárd fázis nedvesedési és száradási görbéjének meghatározására, a mérések automatizáltak, egyszerűek és fokozatmentesen is kivitelezhetőek (VAN GEEL & ROY, 2002). A hátrányuk viszont, hogy többnyire nem alkalmasak sorozatmérésekre.

#### **2.4.5. A talajok szerves folyadék-visszatartó képességének becslési lehetőségei**

A talajok szerves folyadék-visszatartó képességének lehetséges becslési módszereiről részletes áttekintést adtunk a témakörben megjelent monográfiánk 4. fejezetében (HERNÁDI et al., 2012b). E helyen – terjedelmi okokból – az ott leírtakat foglalom össze röviden. A talajok szerves folyadék-visszatartó képességének becslésére pedotranszfer függvényekkel nagyjából az 1990-es években indultak vizsgálatok. A víztartó képesség pedotranszfer függvényekkel kidolgozott becslési módszerei alapvetően kiinduló pontját jelentik az olajvisszatartó képességben való alkalmazhatóságuknak. Az eddig elért eredmények és a vizsgálatok tapasztalatai mind hozzájárultak a szerves folyadék-visszatartó képesség becslésére vonatkozó eddigi kutatások irányának és szempontjainak meghatározásához, segítik azok gyors kidolgozását, tesztelését. Tulajdonképpen mindkét esetben megközelítőleg azonos talajtulajdonságok – alapvetően alapvizsgálati paraméterek – alkalmazása javasolt független változóként az egyenletek képzésére. Néhány esetben eltérő független változó alkalmazása lehet javasolt (pl. a víztartó képesség esetében az összes só-tartalomnak nagyobb jelentősége lehet).

Az önálló fázisú szerves folyadékok felszín alatti áramlását leíró modellek többsége a kapilláris nyomás-telítettség ( $P_c$ - $S$ ), a relatív áteresztés-telítettség ( $k_r$ - $S$ ) összefüggéseket és a talaj folyadékvezető képességének ismeretét igényli (MILLER et al., 1997). A modellekben általában a szerves folyadék-visszatartó képesség mért vagy becsült értékeinek (FORSYTH, 1988; SLEEP, 1995), vagy az arra illesztett  $P_c$ - $S$  görbe illesztési paramétereinek (SLEEP & SYKES, 1989; FALTA et al., 1992a; MAYER & MILLER 1992; BROWN, 1994) ismeretét igénylik.

A különböző mérési módszerek időigényessége – és sok esetben költségessége – miatt egyre fokozottabb a törekvés a kellő pontosságú és egyben egyszerű közelítő vagy becslő eljárások kidolgozására, azonban az utóbbi sok esetben az előbbi rovására mehet. Az, hogy mért vagy becsült értékeket használunk fel a modellekben, illetve, hogy melyik tapasztalati összefüggést vagy egyenlet kombinációt választjuk, jelentősen meghatározhatja a modellezésünk pontosságát. A talajok szerves folyadék-visszatartó képességének becslési módszerei párhuzamosan fejlődtek a víztartó képesség becslési módszerekkel, mégis sokkal kevesebb kísérletileg is igazolt megfelelő

hatékonyságú becsülő módszer áll rendelkezésünkre a talajok olajvisszatartó képességének meghatározására. Az 1990-es években indult vizsgálatok eredményei szerint a modellekkel végzett számítások eredmények sok esetben szisztematikusan ugyanazokkal a hibákkal terheltek (DEMOND & ROBERTS, 1991; 1993; DEMOND et al., 1996). Általában elmondható, hogy az alkalmazott becsülő eljárások a talajok olajvisszatartó képességét meghatározó talajtulajdonságok közül többnyire csak a fizikai féleséget veszik figyelembe illetve elhanyagolják a talaj szilárd fázisa és a folyadékok közötti eltérő mértékű kölcsönhatások jelentőségét. Ezen felül – ahogyan azt már a mérési módszereknél is írtam – a legtöbb kísérlet, mely a becsülő eljárások validálását szolgálhatta volna, üveggyöngyökön, vagy homok fizikai féleségű történt, ami megkérdőjelezi az így kidolgozott összefüggések kiterjeszthetőségét természetes állapotú talajok szerves folyadék-visszatartó képességének meghatározására.

A szerves folyadék-visszatartó képesség meghatározása ún. *irányszámok* alkalmazásával a kárelhárítási gyakorlatban a hetvenes években terjedt el (DEPASTROVITCH et al., 1979). A táblázatból – a talaj/víz rendszerekre vonatkozóan alkalmazott pedotranszfer szabályokhoz hasonlóan – a talajok fizikai féleség kategóriája szerint kikereshető a mérési tapasztalatok alapján meghatározott átlagos olajvisszatartó képesség. Előnye, hogy jól alkalmazható olyan területeken, ahol gyors beavatkozás szükséges és a szennyezett területről kevés talajtani adat áll rendelkezésre (GRIMAZ et al., 2007), hátránya azonban, hogy vályog vagy annál finomabb fizikai féleségű talajokra nem ad meg szerves folyadék-visszatartó képesség értékeket, illetve az irányszámok nem tükrözik a talajok egyéb tulajdonságainak hatásait. Az Amerikai Kőolajipari Intézet (API) kiadványa ugyancsak a fizikai féleség kategóriák szerinti folyadék-visszatartási átlagértékeket adja meg (BROST & DEVAULL, 2000), mely lefedi ugyan az összes textúra csoportot, ám az irányszámokat csak néhány szerves folyadékra közlik, illetve az összes egyéb talajtulajdonság hatása itt is elhanyagolt. A fentiekhez hasonlóan textúracsoportonként megadott folyadék-visszatartás görbe illesztési paraméterek találhatóak egyes modellek (pl. a HSSM modell) útmutatóiban is, ezek azonban nem tapasztalati úton nyert értékek, hanem – a későbbiekben ismertetendő – Leverett-egyenlettel átskálázott paraméterei az egyes textúracsoportok átlagos víztartó képesség egyenleteinek (RAWLS et al., 1982; CARSEL & PARRISH, 1998).

A vízzel és szerves folyadékokkal mérhető hidraulikai paraméterek közötti átszámítás különböző ún. „skálázási” (átszámítási) eljárásokkal is lehetséges, amelyek során a szerves folyadék-visszatartó képesség a víztartó képesség értékekből becsülhető a folyadékok különböző tulajdonságainak ismeretében. A környezetvédelmi gyakorlatban leginkább elterjedt eljárások kiinduló pontja az ún. Leverett-J függvény (LEVERETT, 1941; LEVERETT & LEWIS, 1941), mely alapját elsősorban a kapilláriscső-elmélet jelenti. A függvényből származtatott ún. *Leverett-egyenlet* (*L. egyenlet*) alapja az a feltételezés, hogy a porózus közeg áteresztése és porozitása a beszívárgás során változatlan marad ( $k_1=k_2$  és  $\phi_1=\phi_2$ ):

$$J = \frac{P_{c,i}}{\sigma_i \cos \Theta} = \frac{P_{c,j}}{\sigma_j \cos \Theta}, \quad (1)$$

ahol:  $P_c$  a kapilláris nyomás;  $k$  a talajok áteresztő képessége;  $\phi$  a porozitása;  $\sigma$  a folyadék felületi feszültsége;  $\Theta$  a peremszög és  $r_{\text{eff}}$  az effektív pórus sugár.

A Leverett-egyenlet azonban csak olyan feltételek mellett lehet érvényes, amikor (1) a vízzel nedvesített rendszerben a telítési sorrend víz-NAPL-levegő; (2) a víztartalom az NAPL kapilláris nyomásának függvénye; (3) a teljes folyadék telítettséget a levegő-NAPL kapilláris nyomása határozza meg; (4) a peremszög értéke a mérés során változatlan marad; (5) a szilárd fázis és a folyadék fázis között nincs kölcsönhatás - az agyagásványokra jellemző duzzadási, zsugorodási jelenségek nem tapasztalhatók; (6) a közeg megközelítőleg homogén; (7) a folyadék maradvány telíttségének értéke nem meghatározó mértékű (8) a vizsgált közeg erősen hidrofílnak természetű

(AMYX et al., 1960; KESSLER & RUBIN, 1987). A talajba jutó szerves folyadékok terjedésekor azonban ezek közül akár egyszerre több feltétel teljesülése is kizárható. Az 1960-as évektől többben is publikálták ennek a módszernek továbbfejlesztett változatait, amelyek többnyire a fenti hiányosságokat igyekeztek kompenzálni (pl. AMYX et al., 1960; MOROW, 1976; ABRIOLA 1984; ABRIOLA & PINDER 1985a; 1985b; PARKER & LENHARD 1987; LENHARD & PARKER, 1987; ANDERSON, 1988; CARRY et al., 1989; KUEPER & FRIND, 1991; DEMOND & ROBERTS, 1991; HOSTMADSEN & JENSEN, 1992; DANE et al., 1992; BRADFORD & LEIJ, 1995; MOSELEY & DHIR, 1996; STEFFY et al., 1997; CULLIGAN et al., 2006; FAGERLUND et al., 2007a; 2007b). A talajminta által különböző nyomáson visszatartott folyadék mennyisége mellett a szerves folyadék-visszatartó képesség görbék illesztési paraméterei is átszámíthatók a Leverett-egyenlettel a víztartó képesség görbék illesztési paramétereiből (LENHARD & PARKER, 1987; PARKER & LENHARD, 1987). A kétfázisú nyomás-telítettség összefüggések Leverett hidrológiai vizsgálati eredményei alapján terjeszthetők ki három-fázisú rendszerekre is (PARKER & LENHARD, 1987).

A szakirodalomban található egyszerűsítésekkel és kiegészítésekkel is csak a módszer pontosítása történt meg valójában, az eredeti elképzelés alapvető hibáit azonban ezek sem küszöbölték ki. A Leverett-féle összefüggés minden változata korlátozott mértékben terjeszthető ki nagyobb aggregáltságú, illetve agyagosabb fizikai féleségű talajmintákra, ugyanis elhanyagolja a szilárd fázis és a folyadék fázis közt fellépő lehetséges kölcsönhatásokat – a talajt ún. ideális porózus közegként képezi le. A talajminták olajjal való telítése során az agyagtalajok duzzadóképesége nem okoz olyan mértékű szerkezeti változásokat a talajban, mint a vízzel való telítéskor (KELLER & SIMONS, 2005). A duzzadási folyamatok hatására – a gravitációs pórusok arányának csökkenése következtében – a talaj folyadékvezető képessége is lecsökkenhet. E két jelenség együttesen hozzájárul ahhoz, hogy a szerves folyadékok a természetes talajokban gyorsabban mozognak, mint a víz, tehát a víztartó képességből kiinduló becslésnél jelentős mértékben felülbecsülhetjük a talajminta szerves folyadék visszatartását, alábecsülve a továbbterjedő, esetleg a talajvizet elérő szerves folyadék mennyiségét (RUBIN et al., 1998).

## 2.5. A talajok folyadékvezető képességének mérése és becslése

### 2.5.1. A talajok vízvezető képességének mérési módszerei

A hidraulikus vezetőképességet (a vízzel telített talajok vízvezető képességét) a talajok és az azokon átszivárgó folyadék tulajdonságai együttesen határozzák meg. A talajtulajdonságok közül a talajok *porozitás-viszonyai* tekinthetők a legfontosabbnak, mégpedig elsősorban a pórusok méret szerinti megoszlása és térbeli elrendeződése (differenciált porozitás) (GARCIA-BENGOCHEA et al., 1979). A porozitásviszonyokat kialakító és befolyásoló talajparaméterek egy része az adott talaj esetében állandónak tekinthető (mechanikai összetétel, részecskék alakja és felszíne, ásványi összetétel), más része viszont időben változhat (folyadékkal való telítettség, szerkezet, tömődöttség, stb.). A talajrészecskék *méret szerinti megoszlása* (mechanikai összetétele), különösképpen a finomabb részecskék aránya (GAL et al., 1990; BENSON et al., 1994) és a részecskék *alakja és felszíne* (HEAD, 1984) egyaránt befolyásolja a hidraulikus vezetőképességet. Az agyagosabb mechanikai összetételű talajokban a részecskék *ásványi összetétele* is jelentős hatással lehet az áteresztő képességre: a táguló rétegrácsú agyagásványok duzzadásával jelentősen változhatnak a pórusviszonyok, illetve a különböző ásványok különböző vastagságú adszorpciós folyadékártyákat alakíthatnak ki, miáltal megváltozik a talajokban a pórus-eloszlás (MITCHELL, 1976; HEAD, 1984). A talajok *tömődöttsége* tág határok közt változhat, mely elsősorban a nagyméretű, gravitációs pórusok csökkenését eredményezi, miáltal hidraulikus vezetőképességük lényegesen csökken (MITCHELL et al., 1965; BOYNTON & DANIEL, 1985; BENSON et al., 1994). A talajok *természetes szerkezete* szorosan összefügg porozitásukkal és így folyadékáteresztő képességükkel is (BOYNTON & DANIEL, 1985; FODOR et al., 2009). A

talajokban a kevésbé aggregálódott, lazán kötődő ásvány szemcsék vagy szerves alkotók a *hidraulikus gradiens* nagyságának függvényében az áramló folyadékkal együtt mozoghatnak (MITCHELL, 1976). Vándorlásukkal eltömíthetik a minta pórusait vagy éppen – kimosódva a mintából – növelhetik annak porozitását, melynek következményeként *időben változhat* a hidraulikus vezetőképesség (VÁRALLYAY, 1972; ALPEROVITCH et al., 1985). A hidraulikus vezetőképesség az átszivárgó *folyadékok minőségét* tekintve a folyadékok *fajlagos tömegével* egyenes, a (dinamikus) *viszkozitás*ával pedig fordított arányosságot mutat (KOZENY, 1927). Ennek feltétele, hogy az áramló folyadék kémiaiilag nem változtatja meg a porózus közeget, illetve hogy a talaj ásványai és a folyadék közt semmiféle fizikai és kémiai kölcsönhatás nem alakul ki. Mivel a talajokban a részecskeméret csökkenésével, a fajlagos felület növekedésével a szilárd fázis-folyadék fázis kölcsönhatások erősödnek, az arányosság a durvább fizikai féleségű talajokra nagyobb mértékben, az agyagfrakciót nagyobb mennyiségben tartalmazó talajokra pedig kisebb mértékben érvényesül (MITCHELL, 1976). Szervetlen vegyületeket tartalmazó vizes oldatok agyagos talajokon történő átszivárgásakor a szervetlen savak és bázisok, a kicserélhető kationok minősége és koncentrációja módosíthatja a talaj hidraulikus vezetőképességét (YONG et al., 1992). Az átszivárgó folyadék *hőmérsékletének* emelkedése a folyadék viszkozitásának csökkenését eredményezi. Különösen nagymértékű ez a viszkozitás csökkenés szerves folyadékok esetében. A mért hidraulikus vezetőképességet általában standard hőmérsékletre korrigálják, melynek elfogadott értéke laboratóriumban 20 °C, szabadföldön 10 °C (HEAD, 1984). A hőmérséklet a folyadékokban oldott gázok mennyiségén keresztül is hat a hidraulikus vezetőképességre (HILLEL, 1971).

A talajok hidraulikus vezetőképességének meghatározása a talajfizika, a talajmechanika és a hidrológia egyik legfontosabb mérési feladata. A talaj hidraulikus vezetőképességének mérése történhet a helyszínen (in situ) (ROSE et al., 1965; BOUMA et al., 1971; JONES & WAGENET, 1984), vagy laboratóriumban bolygatott vagy bolygatatlan (eredeti szerkezetű) mintákon (KLUTE & DIRKSEN, 1986).

A talajokat szennyező vegyületek vándorlását és átalakulását vizsgáló környezetvédelmi kutatásokban különféle hidrológiai és hidrogeológiai *helyszíni mérési módszereket* alkalmaznak. Hazánkban a legismertebbek az ún. "auger hole" és a piezométeres módszer (US EPA, 1993, VÁRALLYAY, 1993c). A vízzel telített (illetve közel telített) talajok hidraulikus vezetőképességének mérésére az ún. duplakeretes módszert használják (ARONOVICI, 1955; GREGORY et al., 2005). A terepi mérésekben elterjedten alkalmazott Guelph permeaméter előnye, hogy különböző mélységben – akár több méteres mélységig - a talajrétegek vízvezető képessége viszonylag könnyen mérhető (REYNOLDS & ELRICK, 1986; FODOR et al., 2009). A közel víztelített talajok hidraulikus vezetőképességének mérésére a különféle infiltrométerek, mint pl. az ún. „minidisk” infiltrométer (ZHANG, 1997; FODOR et al., 2009) vagy a „tension disc” infiltrométer (RAJKAI, et al., 1993; FARKAS & RAJKAI, 2002) szolgálnak.

A bolygatott vagy bolygatatlan (eredeti szerkezetű) minták hidraulikus vezetőképességének *laboratóriumi meghatározására* két módszer ismert: az állandó („constant head”) és a csökkenő („falling head”) folyadéknyomás módszere. A különféle tudományterületek (talajfizika, hidrogeológia, mérnökgeológia) e két módszer változatos technikai megoldásait használják (VÁRALLYAY, 1973b; HEAD, 1984; KLUTE & DIRKSEN, 1986). Nagy agyagtartalmú talajok, agyagszigetelések, stb. hidraulikus vezetőképességének vizsgálatakor gyakran szükséges a porozitásviszonyok (tömődöttség, tömörítettség) és a folyadék áteresztőképesség együttes mérése. A talajmechanikai laboratóriumokban alkalmazott permeamétereket alapvetően két nagy csoportba sorolhatjuk. A merev falú készülékek (hagyományos permeaméter, átalakított ödométer, permeaméterként használt tömörítő (Proctor) edény) fémgyűrűbe helyezett mintán a csökkenő víznyomás módszere alapján működnek. Az ún. triaxiális teszt rugalmas fallal határolt mintán az állandó víznyomás módszerével, a tömődöttség függvényében méri a hidraulikus

vezetőképességet (TAVENAS et al., 1983; HEAD, 1984; BOYNTON & DANIEL, 1985; SZABÓ, 1991; 1999). A telítetlen talajok vízvezető képesség függvénye (kapilláris vezetőképesség függvény) a vízpotenciál vagy a vízmennyiség függvényeként írható fel. A kapilláris vezetőképesség a vízmennyiség (víztelítettség) növekedésével nő (HUZSVAI et al., 2005). A kapilláris vezetőképesség függvény ( $K(\Phi)$  összefüggés) meghatározása bonyolult, ezért főként csak kutatási célból mérik (VÁRALLYAY, 1974; 1993d).

A talajokat szennyező vegyületek vándorlását és átalakulását vizsgáló környezetvédelmi kutatásokban a hidraulikus vezetőképesség meghatározására általában különféle helyszíni mérési módszereket alkalmaznak. A helyszíni mérésekkel nyert adatok jellemzik legjobban a természetes körülményeket, ugyanakkor az egyes talajrétegek vizsgálatára vagy egyéb összehasonlító vizsgálatokra a laboratóriumi módszerek alkalmasabbak.

### 2.5.2. A talajok vízvezető képességének becslési lehetőségei

A vízzel telített talajok hidraulikus vezetőképességének meghatározása drága és időigényes. Ezért gyakran különböző morfológiai vagy más könnyen meghatározható talajtulajdonságokon alapuló becslési módszereket alkalmaznak. Ezek a becslések a hidraulikus vezetőképességre nem adnak ugyan megfelelően pontos eredményeket, ám a modellektől elvárt pontosságnak megfelelnek. ANDERSON és BOUMA (1973), illetve BOUMA és munkatársai (1979) az agyagos talajok mikro-morfometriai adatai (a pórusok mérete és alakja) alapján próbálták becsléni azok hidraulikus vezetőképességét. KING és FRANZMEIER (1981) a talajok genetikai és morfológiai adatainak hidraulikus vezetőképességükkel való összefüggését vizsgálták. MCKEAGUE és munkatársai (1982) a hidraulikus vezetőképesség szempontjából osztályozták a talajokat szerkezetük, porozitásuk, mechanikai összetételük, konzisztenciájuk és fajlagos tömegük alapján.

Elméletileg lehetséges a hidraulikus vezetőképesség két tényezőre bontása: a talajok tényleges áteresztő képességére ( $k$ ) és a folyadékok cseppfolyósságára ( $f$ ) (HILLEL, 1971). E két tényező hatását írja le többek között a széles körben használt Kozeny-Carman egyenlet (2. egyenlet) (KOZENY, 1927; CARMAN, 1956):

$$K = k \cdot g \cdot \frac{\gamma}{\mu} = \left( \left( \frac{1}{k_0} \cdot T^2 \cdot S_0^2 \right) \cdot \left( \frac{n^3}{(1-n)^2} \right) \right) \cdot g \cdot \frac{\gamma}{\mu}, \quad (2.)$$

ahol:  $k_0$  a pórusok alakjától függő állandó (átlagosan 2,5);  $T$  a folyadékcsatornák kanyarultóságától függő állandó (az olyan porózus rendszerekben, ahol a pórusok mérete közelítően egyforma, értéke átlagosan  $\sqrt{2}$ );  $S_0$  a talajszemcsék fajlagos felülete;  $n$  a talaj porozitása;  $\gamma$  az átszivárgó folyadék fajlagos tömege;  $\mu$  az átszivárgó folyadék dinamikus viszkozitása;  $g$  a nehézségi gyorsulás.

A Kozeny-Carman egyenlet ideális porózus rendszert feltételez (vagyis közel egyforma méretű pórusokat), valamint azt, hogy az áramló folyadék és a porózus közeg között semmiféle fizikai-kémiai kölcsönhatás nem lép fel. A fentiekből következik, hogy az egyenlőség viszonylag jól alkalmazható durvább fizikai féleségű (homok) talajokra, ám általában a mért és az egyenlettel becsült hidraulikus vezetőképesség értékek jelentősen eltérnek egymástól. Ennek oka lehet a talajok szilárd fázisának polidiszperz volta, illetve az, hogy a talajok szerkezetességének következményeként egyidejűleg különböző méretű pórusok találhatóak a talajokban (OLSEN, 1962; HILLEL, 1971; BEAR, 1979). Fázis-kölcsönhatások fellépése esetén az egyenlettel becsült és a mért hidraulikus vezetőképesség jelentősen eltérhet.

A különböző talajok agyag- és porfrakciójának a hidraulikus vezetőképességgel való kapcsolatát CAMPBELL és CAMPBELL (1982) exponenciális függvénnyel jellemezte. Az 1980-as évektől hazánkban a talajok hidraulikus vezetőképesség (telítési vízvezető képesség) becslésére

a CAMPBELL (1974; 1985) által a talajmátrix vízvezető képességére kidolgozott pedotranszfer függvényt használják. RAJKAI (2004) és HUZSVAI és munkatársai (2005) tapasztalatai szerint a Campbell-féle pedotranszfer függvény és a laboratóriumi mérési eredmények nagyságrendileg rendszerint megegyeznek. PUCKETT és munkatársai (1985) nemlineáris regressziós eljárással parametrizált egyenletekkel becsülték a talajok könnyen mérhető fizikai paraméterei és a hidraulikus vezetőképesség összefüggését. Vizsgálataik alapján a talaj térfogattömegének és porozitásának hatása a vezetőképességre statisztikailag igazolható volt ugyan, de ezek a talajparaméterek a végső regressziós összefüggésekbe nem voltak bevonhatóak – az általuk javasolt egyenlet „bemenő” talajtulajdonságként csupán az agyagtartalmat igényelte. A hidraulikus vezetőképesség és az agyagtartalom szoros korrelációját figyelték meg BENSON és munkatársai (1994) különböző tömörített földszigetelések esetében. A fentiekén kívül még számos szerző (SAXTON et al., 1986; JABRO, 1992; SCHAAP et al., 1999; WÖSTEN et al., 1999; SULEIMAN & RITCHIE, 2001) dolgozott ki pedotranszfer függvényeket, melyek közös jellemzője, hogy a talaj hidraulikus vezetőképességének becslése valamely egyszerűbben meghatározható talajtulajdonságból (mechanikai összetétel, humusztartalom, összes porozitás, térfogattömeg, stb.) történik.

A hidraulikus vezetőképességéhez hasonlóan a talajok nedvességének energiaállapot görbéje is a talajok néhány egyszerűen mérhető tulajdonságától függ. Ilyen tulajdonság például a talaj szemcse- és pórusméret eloszlása, a homok-, por- és agyagfrakció százalékos aránya. Összefüggések írhatók fel a hidraulikus vezetőképesség és a talajnedvesség energiaállapot görbéjét leíró paraméterek között, melyek a különféle modellekben a vezetőképesség becslésére jól használhatók (BRAKENSIEK et al., 1981; RAWLS & BRAKANSIEK, 1985; CARSEL & PARRISH, 1988; WEAVER et al., 1994a).

A kapilláris vezetőképesség függvényt ( $K(\Phi)$  összefüggés) – a mérés bonyolultsága miatt – általában számítással határozzák meg. Legtöbbször a vízzel telített talaj vízvezető képességét (hidraulikus vezetőképesség,  $K_s$ ) mérik, és a  $K(\Phi)$  függvényt a  $K_s$  és a relatív vízvezető képesség függvény ( $K_r(\Phi)$ ) szorzataként állítják elő (VAN GENUCHTEN, 1980; RAJKAI, 1984). A relatív vízvezető képesség függvényt legtöbb esetben a víztartó képesség-függvényből ( $\Theta(\Phi)$ ) számítják Mualem–van Genuchten módszerével (MUALEM, 1976; VAN GENUCHTEN, 1980).

### 2.5.3. A talajok légáteresztő képessége

A talajok légáteresztő képességével, annak mérési és becslési lehetőségeivel a talajok szerves folyadékvezető képességének becslésében játszott szerepe miatt foglalkoztunk. A témakörrel részletes irodalmi áttekintést szemleciikkben közöltünk (DUNAI et al., 2013), dolgozatomban csupán a vizsgálataim szempontjából legszükségesebbeket foglaltam össze.

A légáteresztő képesség – mint gyorsan, könnyen és olcsón mérhető talajparaméter – hosszú ideje foglalkoztatja a talajfizikával foglalkozó kutatókat. Ez a talajtulajdonság mind laboratóriumi, mind terepi körülmények közt mérhető (DE BOODT & KIRKHAM, 1953; COREY, 1986; ROSEBERG & MCCOY, 1990; IVERSEN et al., 2001a, 2001b, 2003; JALBERT & DANE, 2003). A talajok légáteresztő képességét általában a talajok levegőzöttségének, a talajon keresztüli levegőáramlás sebességének meghatározása céljából mérik. Indikátora lehet azonban egyéb talajtulajdonságoknak is, mint pl. a hidraulikus vezetőképesség (LOLL et al., 1999; POULSEN et al., 2001), a talajtömődöttség (PHILLIPS & KIRKHAM, 1962), a gázdifúzió (MOLDRUP et al., 2001), a térbeli variabilitás (IVERSEN et al., 2003), a pórusméret-eloszlás (BALL, 1981a; 1981b; GROENEVELT et al., 1984; BLACKWELL et al., 1990) és a talajszerkezet (SCHJØNNING et al., 1999; MOLDRUP et al., 2001, 2003). A szerves folyadékvezető képesség becslését légáteresztő képesség mérések adatainak felhasználásával – ismereteink szerint – eddig csak a kőolaj-kutatásban használták abból a célból, hogy olajtárolók vezetési tulajdonságait határozzák meg

(EIJPE & WEBER, 1971; IVERSEN et al., 2003). Az újabb tanulmányok szerint a könnyebben és gyorsabban meghatározható légáteresztő képesség értékeket előnyben részesítik a víz- és gáz-transzport modellekben a hidraulikus vezetőképesség értékekkel szemben (LOLL et al., 1999; IVERSEN et al., 2001a, 2003).

A talajok légáteresztő képességét az elmúlt évtizedekben elsősorban laboratóriumi körülmények között mérték, de találunk példát terepi mérésekre is. A terepi mérések módszertana azonban még nemzetközi szinten sem kidolgozott (COREY, 1986; IVERSEN et al., 2001b). Új lehetőség a hasonló elven működő és kereskedelmi forgalomban kapható kompakt permeaméterek használata. Ilyen eszköz az UGT (Umwelt Geräte Technik GmbH, München) által kifejlesztett és az Eijkelkamp Agrisearch Equipment által forgalmazott PL-300 típusú permeaméter, mellyel mind terepen, mind laboratóriumban mérhető a légáteresztő képesség.

A háromfázisú talajok légáteresztő képessége (a telítetlen talajok vízvezető képességéhez hasonlóan) függvényszerűen változó érték: a pórusrendszer víztelítettségének csökkenésével, a levegőteltettség növekedésével nő a légáteresztő képesség értéke (TULI & HOPMANS, 2004; TULI et al., 2005; POULSEN et al., 2007). A talaj pF-görbéjét ismerve meghatározható, hogy az adott nedvességtartalmnál mért légáteresztő képesség a talaj pórusrendszerének milyen víztelítettségi állapotára vonatkozik.

#### 2.5.4. *A talajok szerves folyadékvezető képességének mérési módszerei*

Szerves folyadék vezetőképesség mérést ismertető tanulmánnyal viszonylag ritkán lehet találkozni a nemzetközi szakirodalomban. (A gyakorlatban legelterjedtebb eljárás az, hogy a szerves folyadék vezetőképességet a hidraulikus vezetőképességéből határozzák meg (WEAVER et al., 1994a)).

HALMEMIES és munkatársai (2003) Finnországban gyűjtött kavicsos homokból, homokból és tőzegből készített mesterséges talajoszlopokon mértek folyadékvezető képességet benzinnel és dízelolajjal állandó folyadéknyomáson.

A nem vizes fázisú szerves folyadékok (NAPL) nagy agyagtartalmú talajok folyadékvezető képességére kifejtett hatását AMOOZEGAR et al. (1986), SCHRAMM et al. (1986), BROWN & THOMAS (1987), GERSTL et al. (1994), GRABER & MINGERLIN (1994) és JARSO et al. (1997) tanulmányozták. A laboratóriumi mérések szerint a talajok folyadékvezető képessége rendszerint a különböző szilárd fázis-folyadék fázis kölcsönhatások függvénye. Az apoláros szerves folyadékokkal telített nagy agyagtartalmú talajok apoláros szerves folyadékokkal mért folyadékvezető képessége általában jóval nagyobb, mint a víztelített talajok vízzel mért hasonló értéke. Bár az egyes szerzők véleménye nem egységes abban, hogy a nagyfokú vezetőképesség-növekedés pontosan mivel magyarázható, azt valamennyien megállapítják, hogy a folyadékvezető képesség változása a legszorosabb összefüggést a folyadékok *dielektromos állandójával* mutatja. A legtöbb NAPL dielektromos állandójának értéke kisebb a víz dielektromos állandójánál. Így a szilárd részecskék közötti térbe bejutó NAPL kiszorítja a vizet és az ionokat ebből a térből, és eközben a szomszédos részecskék között szigetelő anyagként viselkedik. Az ionhiány és a szigetelő hatás együttes eredményeként a részecskék közötti tér mérete jelentősen csökken, amelynek következtében repedések és törések keletkeznek, melyek kitöltik azt a teret, melyet korábban a szilárd alkotórészek foglaltak el. Ezek az újonnan keletkezett makropórusok nagyobb áramlási csatornákat nyitnak a szerves folyadékok számára, és egyben jelentős mértékű folyadékvezető képesség növekedést eredményeznek. Más magyarázat szerint a NAPL-ek a részecskék felületén kialakuló diffúz kettős rétegre hatnak. Ezen kettős réteg vastagságának csökkenése az agyag zsugorodását, végső soron pedig a folyadékvezető képesség nagymértékű növekedését okozza. A tárgyalt fizikai folyamatok reverzibilisek; ha víz jut vissza a részecskék



közötti térbe és lecseréli a NAPL-t, a folyadékvezető képesség ennek eredményeként újra lecsökken. A részecskék közötti térben a szerves folyadékok által okozott változások nagyon különbözőek lehetnek olyan kötött talajokon, melyek nagy mennyiségű kötőanyagot tartalmaznak. Ilyen anyagok például a vas- és alumínium-hidroxidok lehetnek (GILLIGAN & CLEMENCE, 1984; FERNANDEZ & QUIGLEY, 1985; UPPOT & STEPHENSON, 1989; BUDHU et al., 1991).

Természetes körülmények közt a telített talajok pórusterét többféle, egymással különbözőképpen elegyedő folyadék töltheti ki. Amennyiben két vagy több fázis van egyidejűleg a talajban, azok a pórusterekért versengenek. Ennek eredményeként a permeabilitás mindegyik fázisra nézve kisebb lesz, mint a valódi permeabilitás egy fázis esetében. Ez vezet a relatív permeabilitás fogalmához, melyet úgy definiálunk, mint az adott fázis adott folyadékkel telítettségű permeabilitásának és a valódi permeabilitásnak az arányát. Nem elegyedő folyadékokat tartalmazó talajok áteresztőképessége az adott folyadékra nézve a talaj adott folyadékra vonatkozó telítettségének a függvénye (TESTA & PACZKOWSKI, 1989; PALMER & JOHNSON, 1989; TESTA & WINEGARDNER, 1991). A relatív permeabilitás függvény alakja az adott porózus közeg (talaj) jellemzője és függ attól is, hogy az adott fázis nedvesítő, vagy nem-nedvesítő az adott rendszerben.

Szerves folyadékok esetében fontos különbséget tenni a folyadékokkal történő *telítés* kiindulási *körülményei* közt. Légszáraz, agyagban gazdag talajminta szerves folyadékkal történő telítése az előzőekben leírt jelentős szerves folyadék vezetőképesség növekedést okoz. A folyadékvezető képesség és a dielektromos állandó között fordított az arányosság. Ha viszont a talaj vízzel telített és később érintkezik szerves folyadékkal, a szerves folyadék átszivárgása annál gyorsabb, minél nagyobb a folyadék dielektromos állandója, vagyis minél kevésbé hidrofób a folyadék (YONG et al., 1992).

A relatív permeabilitási függvényeket laboratóriumban különböző direkt és indirekt módszerekkel határozhatjuk meg (SALE, 2001). A direkt módszerek esetében a talajoszlopokon a fázisok folytonos átáramlását mérjük. A talajoszlop fázistelítettségének és a fázis nyomáskülönbségeinek mérésével a folyadékvezető képesség minden fázisra a Darcy törvény alkalmazásával határozható meg. A fázisok áramlási sebességének változtatásával a relatív permeabilitási görbék egyes pontjai határozhatóak meg. Az indirekt módszerek dinamikus „fáziskiszorítás” méréseket (folyadék-visszatartás méréseket) jelentenek, amikor a talajoszlop különböző helyein mérjük a az idő függvényében a különböző változókat. Mind a direkt, mind az indirekt módszerek általában bonyolultak és nehezen kivitelezhetőek (JENSEN & FALTA, 2005). A szerves folyadékokra vonatkozó relatív áteresztőképesség mérésekkel az 1990-es években kezdtek el foglalkozni a környezetbe nagy mennyiségben kikerült szénhidrogén szennyezések viselkedésének megismerése, illetve a hatékony kármentesítési eljárás kiválasztása céljából (DANE et al., 1998). A kísérletek különböző szemeloszlású homokból, valamint különböző agyagásványokat tartalmazó agyagokból összeállított rétegzett vagy rétegzetlen, mesterséges talajoszlopokon zajlottak. WADDILL és PARKER (1997) az állandó folyadéknyomás, míg MILLER és munkatársai (2004) a csökkenő folyadéknyomás módszerét alkalmazva vizsgálták a talajok szerves folyadékokra vonatkozó relatív áteresztőképességét. A minták telítésére desztillált vizet és Soltrol elnevezésű szerves folyadékot alkalmaztak. A Soltrol folyadék izoparaffin szénhidrogénekből áll, alacsony vízzeloldhatóságú és a vízzel kevésbé keveredő szerves folyadék. OOSTROM és munkatársai (2003) állandó folyadéknyomás módszerével végrehajtott kísérleteikben szerves folyadékként szén-tetrakloridot használtak.

A szerves folyadékokra vonatkozó telítetlen (víz, levegő és NAPL) relatív áteresztőképesség mérése bonyolult feladat. Napjainkban a telítetlen szerves folyadékvezető képességet általában becsléssel határozzák meg (POPE et al., 1999; FAGERLUND et al., 2006).

### 2.5.5. A talajok szerves folyadékvezető képességének becslési lehetőségei

A Kozeny–Carman egyenlet alapján – feltételezve hogy "k" (a tényleges áteresztőképesség vagy valódi permeabilitás) értéke az átszivárgó folyadékok minőségétől független, és adott talajra állandó – becsülhető a talajok hidraulikus vezetőképessége víztől eltérő folyadékokra (3. és 4. egyenlet):

$$k = K_0 \cdot g \cdot \frac{\mu_0}{\gamma_0} = K_v \cdot g \cdot \frac{\mu_v}{\gamma_v}, \quad (3.)$$

$$K_0 = K_v \cdot \frac{\mu_v \cdot \gamma_0}{\mu_0 \cdot \gamma_v}, \quad (4.)$$

ahol:  $K_0$  és  $K_v$  a talaj hidraulikus vezetőképessége víztől eltérő folyadékra, illetve a vízre;  $\mu_0$  és  $\gamma_0$  a víztől eltérő folyadék dinamikus viszkozitása és fajlagos tömege;  $\mu_v$  és  $\gamma_v$  a víz dinamikus viszkozitása és fajlagos tömege.

Gyakorlatilag az általunk ismert legtöbb – a víztől eltérő, azzal nem elegyedő szennyező folyadék mozgását leíró – modellt az olajvezető képesség becslésére ezt az egyenlőséget alkalmazza (DEPASTROVITCH et al., 1979; KESSLER & RUBIN, 1987; TESTA & WINEGARDNER, 1991; WEAVER et al., 1994a, 1994b). Ennek az összefüggésnek az érvényessége azonban nem terjed túl a Kozeny–Carman egyenlet érvényességi tartományán.

Szerves folyadékvezető képességre vonatkozó pedotranszfer függvény jelenlegi ismereteink szerint nem található a nemzetközi szakirodalomban.

A talajok *relatív permeabilitásának* (áteresztő képességének) mérési nehézségeit elkerülendő különböző becslési módszereket dolgoztak ki, melyek közös jellemzője, hogy azok a könnyebben kivitelezhető kapilláris nyomás–folyadéktelítettség méréseken alapulnak. Ezek a módszerek azt használják fel, hogy a folyadék-visszatartási ( $P-S$ ) görbék információt tartalmaznak a talajok differenciált porozitásáról (pórusméret eloszlásáról). BURDINE (1953) és MUALEM (1976) jól ismert modelljei a folyadék-visszatartási (víztartó képesség) görbék függvényeit használják fel, mint amilyen a van Genuchten függvény vagy a BROOKS-COREY (1964) függvény. Így pl. VAN GENUCHTEN (1980) kapilláris nyomás–folyadéktelítettség illesztési modelljét MUALEM (1976) modelljével kombinálva a nedvesítő és nem-nedvesítő fázisok relatív permeabilitás függvényeit kifejezhetőek (PARKER et al., 1987).

Amennyiben három áramló fázis (víz, NAPL és levegő) van a talajban (telítetlen talajok folyadékvezető képessége), a relatív permeabilitás függvények mérése és becslése sokkal bonyolultabb. Amennyiben elfogadjuk a különböző áramló fázisok nedvesítésének a sorrendjét (víz > NAPL > levegő), feltételezhetően a vízre vonatkoztatott relatív permeabilitás teljesen a víztelítettség függvénye és a levegő fázisra vonatkozó relatív permeabilitás teljesen a levegő telítettség függvénye. Mivel az NAPL egy köztes nedvesítő képességű fázis, az erre a fázisra vonatkozó relatív permeabilitás nemcsak az NAPL telítettségtől, hanem a víz- és levegő telítettségtől is függ. PARKER és munkatársai (1987) kiterjesztették a két fázisra levezetett összefüggéseiket három áramló fázisra is. Természetesen a telítetlen talajok (a telítetlen zóna) szerves folyadékra vonatkozó relatív áteresztő képességének becslésére egyéb módszerek is ismertek a gyakorlatban. A környezeti kockázatbecslés és a műszaki beavatkozások tervezéséhez számos numerikus szimulátort (ABRIOLA & PINDER, 1985a, 1985b; KALUARACHCHI & PARKER, 1989; FALTA et al., 1992a, 1992b; 1995; WHITE et al., 1995; HELMIG, 1997) fejlesztettek ki a felszín alatti többfázisú áramlás és a szennyezőanyag-transzport modellezése érdekében. Ezek a numerikus szimulátorok különböző relatív áteresztőképesség-nyomás-telítettség ( $k_r-P-S$ ) modelleket használnak. A leggyakoribbak: Brooks-Corey-Burdine (BCB), Brooks-Corey-Mualem (BCM), van Genuchten-Mualem (VGM), van Genuchten-Burdine (VGB) (FAGERLUND et al., 2006).

Homogén áramlás esetében a légáteresztő képesség meghatározása a Darcy törvény alapján történik. COLLIS-GEORGE (1953) és BURDINE (1953) függvény kapcsolatot állított fel a légáteresztő képesség és a hidraulikus vezetőképesség között. BURDINE (1953) meghatározta a relatív áteresztőképességet légnemű fázisra. CHEN és munkatársai (1999) bevezették az úgynevezett relatív légáteresztő képesség függvényt.

A szerves folyadékvezető képesség meghatározására irányuló indirekt becslési módszerek továbbfejlesztésének lehetséges módja a talajok mért légáteresztő képességének beépítése a szerves folyadékvezető képességet becsülő pedotranszfer függvényekbe. A talajok ugyanis hasonlóan viselkedhetnek a légáteresztő és a szerves folyadékvezető képesség szempontjából, mert mindkét folyadék (a duzzadás-zsugorodást vagy a dezaggregációt tekintve) kevésbé mutat kölcsönhatást a talaj szilárd fázisával.

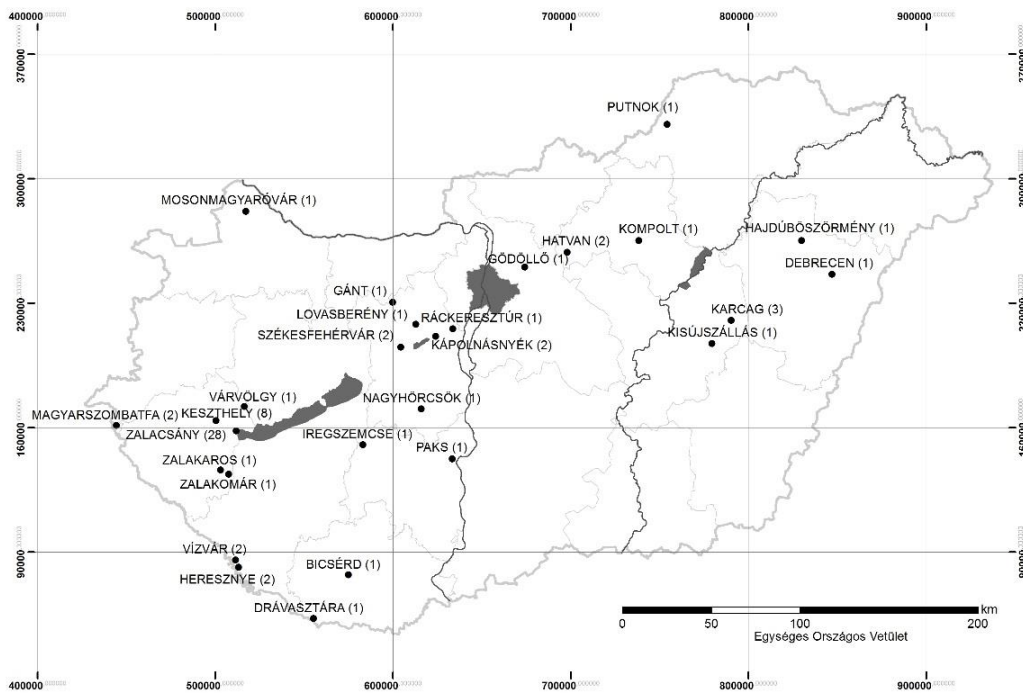
### 3. Anyag és módszer

#### 3.1. A vizsgálatokba bevont talajminták jellemzése

##### 3.1.1. A mechanikai összetétel vizsgálatok talajmintái

###### 3.1.1.1. Az MSZ és az ISO/DIS szabvány szerinti SPM MŐ vizsgálatok összehasonlításába bevont talajminták

A vizsgálatok adatbázisának talajmintái 69 talajszelvény 339 különböző genetikai szintjeiből származnak (2. ábra). A hazai osztályozás szerint tekintve, a vizsgálatba bevont szelvények csaknem kétharmada erdőtalaj, közel azonos arányban található mezőségi illetve réti, vagy öntéstalajok (14–11%), 9% a váz- vagy közethatású talajok aránya, két szelvény pedig szikes (Karcag). A feltárt 44 erdőtalaj szelvény zöme Zala-megyében, illetve Keszthely környékén található, ezek elsősorban Ramann-féle, illetve agyagbemosódásos barna erdőtalajok. Pseudoglejes barna erdőtalajt Magyarzombafán tártunk fel. A vizsgált mezőségi szelvények többsége karbonátos (két szelvény kivételével), jellemzően vályog, agyagos vályog fizikai fésülésű. Réti és öntéstalajok az Alföldön, illetve a Duna és Dráva mentén kerültek feltárássra, nagy részük nehéz mechanikai összetételű, háromnegyedük karbonátos. Humuszkarbonát, futóhomok és rendzina talajok egy-két szelvényvel képviseltetik magukat az adatbázisban.



2. ábra

Az MSZ – ISO/DIS mechanikai összetétel adatbázis talajmintáinak származási helye  
(a feltárt szelvények száma)

A talajminták alapvizsgálatait a hazai talajvizsgálati módszertan szerint végeztük el (MSZ-08.0206-2-78; BUZÁS, 1988; 1993), az alapvizsgálatok eredményeit a 8. táblázatban foglaltam össze. Az adatbázisból – az eredmények megbízhatóságának növelése céljából – kiszűrtük az extrém kicsi és nagy pH-jú ( $\text{pH}_{\text{Dv}} \leq 5,5$ ;  $\text{pH}_{\text{Dv}} \geq 9,5$ ), a nagy humusztartalmú (humusz %  $\geq 5$ ) és nagy mésztartalmú ( $\text{CaCO}_3$  %  $\geq 35$ ) talajmintákat. Későbbi következtetéseink tehát azokra

a talajmintákra érvényesek, melyek az előbbi tulajdonságaik alapján a megadott értelmezési tartományba esnek.

8. táblázat

Az MSZ – ISO/DIS mechanikai összetétel adatbázis főbb talajtani jellemzői

Tulajdonság	Átlag	Szórás	Minimum	Maximum
ISO/DIS agyag <sup>a</sup> (m%)	31,63	11,41	4,01	72,90
ISO/DIS por <sup>b</sup> (m%)	43,54	13,48	5,04	79,39
ISO/DIS homok <sup>c</sup> (m%)	24,84	18,83	0,71	89,71
MSZ agyag <sup>a</sup> (m%)	24,58	12,13	1,90	56,80
MSZ por <sup>b</sup> (m%)	44,00	13,53	6,20	78,50
MSZ homok <sup>c</sup> (m%)	30,94	19,55	1,93	83,93
Arany-féle kötöttség	45	12	19	96
pH(H <sub>2</sub> O)	7,5	0,9	4,4	9,4
humusz (m%)	1,7	1,5	0,0	10,6
CaCO <sub>3</sub> (m%)	6,9	9,5	0,0	48,2

<sup>a</sup>agyag, agyag frakció (< 0,002 mm); <sup>b</sup>por, por frakció (0,002–0,050 mm); <sup>c</sup>homok, homok frakció (0,050–2,0 mm), nemzetközi (ISO/DIS 11277:1994) ill. magyar szabvány (MSZ-08.0205-78) szerinti előkészítéssel (N=339)

### 3.1.1.2. Az ISO módszertan szerinti SPM és LDM MÖ vizsgálatok összehasonlítására kiválasztott talajminták a LUCAS talajadatbázisból

A LUCAS (Land Use/Land Cover Area Frame Survey) talajadatbázis az első konzisztens térbeli adatbázis, mellyel Európa talajtakaróját jellemezhetjük. Összeállítása során közel 22 000 db talajmintát gyűjtöttek be egységes mintavételezési eljárással, majd a talajmintákat egyetlen minősített laboratóriumban egységes szabványok szerinti módszertannal vizsgálták (TÓTH et al., 2013). A LUCAS feltalaj minták közül 400 darabot kiválasztottunk, mely jól reprezentálta a talajtakaró változékonyságát (9. táblázat). A kiválasztás oly módon történt, hogy felosztottuk a teljes mintaanyagot textúra osztályok és növényborítottság szerint, majd egyszerű véletlenszerű mintázással (R szoftver *srswor* program; TILLÉ & MATEI, 2015) válogattunk minden csoportból. A válogatást addig ismételtük, míg a kiválasztott mintasereg a fontosabb talajjellemzők (pl. szerves szén mennyisége, CaCO<sub>3</sub> tartalom), klimatikus zónák és országok tekintetében megfelelően reprezentálta a teljes LUCAS adatbázist.

### 3.1.1.3. Az MSZ módszertan szerinti SPM és LDM MÖ vizsgálatok összehasonlítására kiválasztott talajminták a tokaji talajadatbázisból

2014-ben és 2015-ben az MTA ATK TAKI munkatársai átfogó talajfelvételezési projektet szerveztek a Tokaji borvidéken, Észak-Magyarországon. A Tokaji Régió Magyarország egyik leghíresebb borvidéke, a szőlőültetvények a vulkáni eredetű Tokaj-hegység lábánál fekszenek (~700 m tengerszint feletti magasságban). A különböző mértékben mállott riolittufa és a szél által szállított lösz a leggyakoribb talajképző kőzet. Az eróziós-szedimentációs folyamatok következtében a talaj termőréteg vastagsága általában növekszik a felső térszintekről az alacsonyabban fekvő területek irányába. A riolit talajképző kőzettel jellemezhető területeken a domborzati viszonyoktól függően különféle talajsorozatok alakulhatnak ki: a felsőbb, erózióknak jobban kitett térszinteken kevésbé mállott, de töredezett riolittufa jelenik meg a mélyebb talaj-

rétegekben, míg a lejők alján erőteljes fizikai és kémiai mállás eredményeképp kialakult „vulkáni homok” a talajképző kőzet, melyben a mállékony földpátok részben vagy teljes egészében agyagásványokká alakultak át. Ezek a területeken a felszín közeli talajrétegek a kémiai mállási és üledék-szállítódási folyamatok következtében általában nagyobb agyagtartalmúak. A löszön képződött talajoknál (ezek főként a vizsgált mintaterület déli részén található) az anyagvándorlási folyamatok az uralkodók: a mélyebb talajrétegekben a másodlagos karbonátok felhalmozódása a jellemző. A másodlagos karbonát-felhalmozódások megtalálhatók ugyanakkor a riolittufás területeken is, mely – feltehetően – a régebben a mainál sokkal kiterjedtebb, mára azonban már erodálódott lösztakaró kilúgzási maradványa.

9. táblázat

A LUCAS mechanikai összetétel adatbázis főbb talajtani jellemzői

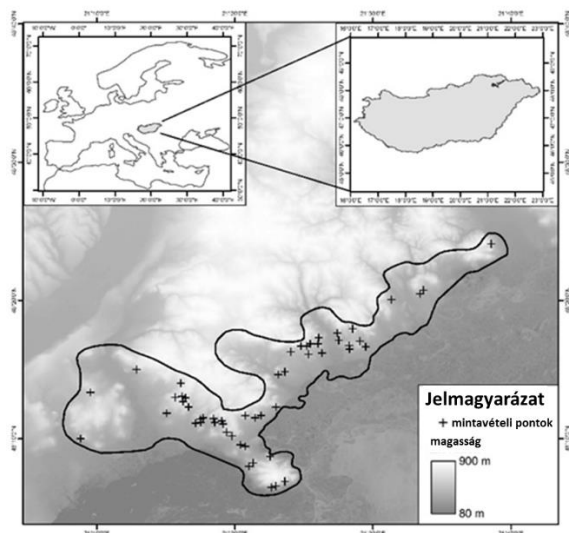
Tulajdonság	Átlag	Szórás	Minimum	Maximum
ISO agyag <sup>a</sup> (m%)	22,3	15,0	1,0	76,0
ISO por <sup>b</sup> (m%)	41,7	18,2	4,0	88,0
ISO homok <sup>c</sup> (m%)	36,0	26,2	1,0	94,0
pH(H <sub>2</sub> O)	6,3	1,2	3,8	8,7
OC <sup>d</sup> (g kg <sup>-1</sup> )	28,6	25,7	3,1	170,3
CaCO <sub>3</sub> (m %)	4,7	10,8	0,0	60,7
CEC <sup>e</sup> / cmol(+)kg <sup>-1</sup>	15,7	11,7	1,0	92,2

<sup>a</sup>agyag, agyag frakció (< 0,002 mm); <sup>b</sup> por, por frakció (0,002–0,063 mm); <sup>c</sup>homok, homok frakció (0,063–2,0 mm), nemzetközi szabvány (ISO 11277:2009(E)) szerinti előkészítéssel; <sup>d</sup>OC: szerves szén tartalom; <sup>e</sup>CEC: kationcserélő kapacitás (T-érték); a mérések szabványaira történő hivatkozásokat ld. TÓTH és munkatársai (2013) munkájában (N=400)

A talajfelvételezési adatbázis felhasználásával 53 reprezentatív talajszelvény mintáit választottuk ki további összehasonlító vizsgálatainkhoz. A talajszelvények mind talajképző kőzet, mind pedig domborzati helyzet szempontjából jól jellemzik a terület helyi változékonyságát (3. ábra). A begyűjtött bolygatott talajminták (155 db) körülbelül 2 m mélységű fűrt szelvények különböző genetikai szintjeiből származnak. A minták legfontosabb fizikai és kémiai tulajdonságait a 10. táblázatban ismertetem.

### 3.1.2. A talaj aggregátum-stabilitás vizsgálatokhoz használt talajminták

A későbbiekben nagyobb mintaseregen tervezett talajszerkezet-vizsgálatainkhoz módszertani előkísérleteket végeztünk. A kísérletsorozatba a következő talajokat, üledékeket és ásványi örlemény mintákat vontuk be (zárójelben a minták kódját tüntettem fel): Karcag, réti szolonyec, B szint (1); Keszthely, Ramann-féle barna erdőtalaj A és B szint (2 és 3); Várvölgy, agyagbeimosódásos barna erdőtalajt A és B szint (4 és 5); Salföld, pannon kvarc homok (6); Magyar-sombatfa, pszeudoglejes barna erdőtalaj, B szint (7); Paks, lösz (8); Kápolnásnyék, mészlepedékes csernozjom, A szint (9); Mád, Bentonit (10); Zettliz, Kaolin (11); Kisújszállás, réti talaj, A szint (12). A salföldi nagy tisztaságú pannóniai kvarchomokot a Káli-medencében (JANTSKY, 1966), a lösz mintát a paksi löszfal „Dunaújváros – Tápiószülyi lösz” (1,5-8 m) összletéből (PÉCSI, 1979) gyűjtöttük. Az ásványi örlemények közül a nagyobbbrészt kaolinit agyagásványt tartalmazó zettlitz kaolin Csehországból (ROSS & KERR, 1930), míg a nagy szemkít tartalmú bentonit minta a Tokaji-hegységből (VARJÚ, 1974; MÁTYÁS, 1979) származott.



3. ábra

A tokaji mechanikai összetétel adatbázis talajmintáinak származási helye

10. táblázat

A tokaji mechanikai összetétel adatbázis főbb talajtani jellemzői

Tulajdonság	Átlag	Szórás	Minimum	Maximum
MSZ agyag <sup>a</sup> (m%)	35,3	12,4	7,5	67,9
MSZ por <sup>b</sup> (m%)	45,6	11,4	12,1	65,4
MSZ homok <sup>c</sup> (m%)	19,1	12,4	2,7	78,2
pH(H <sub>2</sub> O)	7,2	1,0	5,0	8,9
Humusz (m %)	1,1	0,6	0,2	3,1
CaCO <sub>3</sub> (m %)	1,8	4,1	0	36

<sup>a</sup>agyag, agyag frakció (< 0,002 mm); <sup>b</sup>por, por frakció (0,002–0,050 mm); <sup>c</sup>homok, homok frakció (0,050–2,0 mm), a magyar szabvány (MSZ-08.0205-78) szerinti előkészítéssel (N=155)

Az előkísérletek során törekedtünk a vizsgált minták minél pontosabb megismerésére, jellemzésére, ezért az alapvizsgálatokat kibővítettük néhány ritkábban mért talajtulajdonság meghatározásával. A légszáraz, 2 mm-es szitán átrostált minták alapvizsgálatát a vonatkozó magyar szabványok alapján (BUZÁS, 1993) végeztük el, a szervesanyag-tartalmat Tyurin-féle módszerrel, a talajminták BET-felületét a minták nitrogén adszorpciójának mérésével (BRUNAUER et al., 1938) határozták meg a Pannon Egyetem Mérnöki Kar, Föld- és Környezettudományi Intézeti Tanszékén. A mechanikai összetételt az ISO (ISO 11277:2009(E)) szabvány szerint (az aggregátumok teljes roncsolásával) mértük (11. táblázat).

A talajok ásványos összetételének meghatározása röntgen-pordiffrakcióval (XRD) történt PHILIPS PW 1710 készülékkel 45 kV feszültséggel, 35 mA csóárammal, grafit monokromátort és Cu K $\alpha$  sugárzást alkalmazva, az MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézetében. Az agyagásvány vizsgálatok a talajok 2  $\mu$ m alatti szemcseméret frakcióiból történtek. A 2  $\mu$ m alatti frakciót az előzetesen desztillált vízben többször átmosott, diszpergált porított mintákból ülepítéssel állítottuk elő. A duzzadó agyagásványok meghatározásához minden mintát etilén-glikollal telítettük. Ugyanígy elvégeztük az összes minta hőkezelését is 350 illetve 550 °C-on, elsősorban a kaolinit és a klorit elkülönítése, valamint a

közberétegzett agyagásványok meghatározása érdekében. A minták jellemző ásványtani tulajdonságait a 12. táblázatban foglaltuk össze.

11. táblázat

A talajminták néhány fizikai és kémiai tulajdonsága

Minta kódja	K <sub>A</sub>	hy1	agyag + Fe (%)	por (%)	homok (%)	humusz (%)	CaCO <sub>3</sub> (%)	pH (DV)	T-érték (mgeé/100 g)	BET-felület (m <sup>2</sup> /g)
1	90	3,90	51,09	45,90	0,88	2,00	0,13	6,92	40,85	43
2	30	1,24	20,99	33,13	44,28	1,55	0,05	7,04	11,84	11
3	36	1,49	22,89	33,87	42,29	0,94	0,00	6,83	12,38	19
4	29	1,07	15,27	29,35	54,05	1,33	0,00	6,59	10,36	10
5	38	1,58	22,25	26,56	50,49	0,70	0,00	6,64	12,78	20
6	29	0,07	0,98	0,40	98,60	0,00	0,02	7,44	0,70	1
7	59	2,22	38,96	25,93	34,61	0,49	0,00	5,74	16,78	30
8	38	1,02	16,08	46,00	9,25	0,63	28,04	8,17	19,74	12
9	46	2,25	27,60	51,68	7,50	3,70	9,52	7,83	30,25	14
10	143	4,5	64,72	29,44	4,94	0,00	0,9	9,63	36,35	48,5
11	127	0,84	49,83	48,98	0,09	0,00	1,1	8,69	14,54	17,5
12	74	4,49	55,01	41,19	1,05	2,76	1,10	7,51	35,69	47

12. táblázat

A talajminták félmennyiségi ásványos összetétele (%)

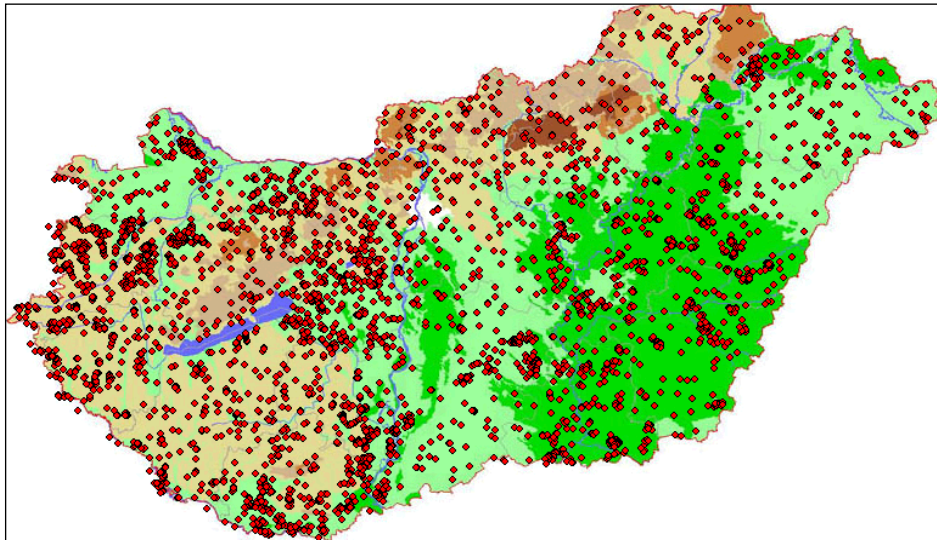
Minta kódja	Duzzadó agyag-ásv.ók	Illit/Csillám	Klorit/Kaolinit	Kvarc	K-földpát	Plagioklász	Kalcit	Dolomit	Goethit
1	4	15	5	62	2	12	0	0	0
2	2	10	4	70	2	12	0	0	0
3	2	10	5	68	2	12	0	0	2
4	2	3	2	76	7	10	0	0	0
5	5	5	3	70	4	10	0	0	3
7	5	8	6	62	3	6	0	0	10
8	5	10	6	40	3	10	13	13	5
9	2	7	6	58	5	10	10	2	0
10	30	0	10	0	10	30	0	0	0
11	0	5	90	5	0	0	0	0	0
12	4	20	4	60	2	10	0	0	0

### 3.1.3. A talajszerkezet és a víztartó képesség kapcsolatának vizsgálatához használt talajminták

A 62436 és T048302 sz. OTKA pályázatok támogatásával – a Pannon Egyetem Georgikon Kar, az MTA ATK TAKI és az MGSZH Központ Növény- és Talajvédelmi Igazgatóság, illetve a megyei igazgatóságok együttműködése keretében – lehetőségünk nyílt arra, hogy 2010-ben létrehozzuk a Magyarországi Részletes Talajfizikai és Hidrológiai adatbázist (MARTHA). Az volt a célunk, hogy az összes Magyarországon elérhető vizsgált talajfizikai és vízgazdálkodási adatot összegyűjtsük és összehangoljuk egy egységes adatbázisba. Az adatbázis jól reprezentálja az ország – főként mezőgazdasági művelés alatt álló – talajait. A MARTHA legutóbbi verziója a 2.58. Az adatbázis tartalmazza a hazánkban már korábban összeállított kisebb talajfizikai adatállományokat: az MTA ATK TAKI adatbázist (RAJKAI, 1988; RAJKAI et al., 1999), az ebből tovább bővített HUNSODA (Unsaturated Soil Hydraulic Database of Hungary) adatbázist (NEMES, 2002) és a Talajvédelmi Információs és Monitoring Rendszer (TIM) talajszelvényfeltárási adatait (VÁRALLYAY et al., 2009). Ezen források mellett a másik fő adat-



szolgáltatók a megyei MGSZH Növény- és Talajvédelmi Igazgatóságok voltak, ahol (a jogelődnél) a 70-es évek közepétől készült különböző célú (öntözési, meliorációs, hígtrágya elhelyezési stb.) talajtani szakvéleményekben fellelhető adatokat összegyűjtötték és rögzítették. A MARTHA ver2.58 jelenleg 3937 db talajszelvény 15005 db talajrétegének talajfizikai, talajkémiai és vízgazdálkodási adatait tartalmazza. A 4. ábrán látható a MARTHA adatbázisban található talajszelvények elhelyezkedése Magyarország topográfiai térképén.



4. ábra  
A MARTHA ver2.58 talajszelvényei

Az adatbázis részletesebb jellemzését a megjelent publikációkban mutattuk be (FARKAS et al., 2009a; MAKÓ et al., 2010).

A talajszerkezet és a víztartó képesség kapcsolatának vizsgálatához 830 db talajszelvény 2178 genetikai szintjéből származó talajminta mérési eredményeit használtuk fel. A MARTHA ver2.58 adatbázisnak azokat a talajszelvényeit választottuk ki, melyekről földhasználati és – a helyszíni talajfelvételezési jegyzőkönyveken alapuló – morfológiai talajszerkezeti információkkal rendelkezünk. Kizártuk továbbá az adatbázisból a szerves talajokat (láptalajok) és a szikes talajokat. A kiválasztott adatállományt a továbbiakban a földhasználat szerint kettéosztottuk: 693 db talajszelvény 1773 talajmintája jellemezte a szántóföldi művelésű területeket, míg a 137 talajszelvényből származó 405 talajminta az erdőterületeket reprezentálta (RAJKAI et al., 2015). A talajminták fontosabb fizikai és kémiai tulajdonságainak mérése a hazai szabványos módszerek szerint történt (MAKÓ & TÓTH, 2013). Az elemzések céljára kiválasztott adatállományok főbb jellemzőit az 13. táblázatban mutatom be.

#### 3.1.4. A folyadék-visszatartó képesség méréséhez használt talajminták

A dolgozatomban bemutatandó folyadék-visszatartó képesség mérések eredményei 12 talajszelvény 35 genetikai szintjéből származó eredeti szerkezetű talajminta vizsgálatán alapulnak. A hazai talajosztályozás szerint a talajok a Ramann-féle barna erdőtalajok (3 szelvény), az agyagbemosódásos barna erdőtalajok (3 szelvény), a pszeudoglejes barna erdőtalajok (1 szelvény), a mészlepedékes csernozjom talajok (1 szelvény), a réti szolonyec talajok (1 szelvény), a réti talajok (2 szelvény) és a lejtőhordalék talajok (1 szelvény) típusába sorolhatók. Az eredeti

szerkezetű talajmintákat 100 cm<sup>3</sup>-es mintavevő csövekbe gyűjtöttük, szintenként hat ismétlésben. A szintekből begyűjtött bolygatott mintákból meghatároztuk az ISO/DIS szabvány szerinti (ISO/DIS 11277:1994) mechanikai összetételt, illetve elvégeztük a hazai módszertan szerint a talajtani alapvizsgálatokat (BUZÁS, 1988; 1993). A talajminták fizikai féleségükben, humusz- és mésztartalmukban nagyfokú heterogenitást mutatnak (14. táblázat).

13. táblázat

A vizsgálatok céljára kiválasztott MARTHA rész-adatbázis főbb talajtani jellemzői

Tulajdonság	Szántóterületek				Erdők			
	Átlag	Szórás	Minimum	Maximum	Átlag	Szórás	Minimum	Maximum
MSZ agyag <sup>a</sup> (m%)	20,68	13,81	0,16	79,43	23,28	12,36	0,16	71,20
MSZ por <sup>b</sup> (m%)	19,39	12,48	0,14	90,60	23,49	11,74	0,30	93,50
MSZ homok <sup>c</sup> (m%)	59,93	22,59	2,80	99,20	53,24	21,20	3,01	99,21
pH(H <sub>2</sub> O)	6,08	1,24	3,61	8,48	7,43	0,93	4,24	8,50
Humusz (m%)	1,10	1,36	0,08	14,28	1,22	1,00	0,01	10,00
CaCO <sub>3</sub> (m%)	3,82	8,39	0,00	55,00	9,41	11,63	0,00	85,00
Térfogattömeg (g cm <sup>-3</sup> )	1,42	0,15	1,00	1,78	1,44	0,14	1,02	1,91
pF 0 (tf%)	45,71	5,95	30,16	66,00	46,66	5,23	29,86	74,30
pF 2,5 (tf%)	26,50	9,36	2,90	50,60	28,91	8,42	3,36	53,40
pF 4,2 (tf%)	13,50	7,84	1,00	36,50	14,81	7,16	0,30	34,02
pF 6,2 (tf%)	2,39	2,09	0,04	13,32	2,93	2,07	0,06	12,45

<sup>a</sup>agyag, agyag frakció (< 0,002 mm); <sup>b</sup> por, por frakció (0,002–0,050 mm); <sup>c</sup>homok, homok frakció (0,050–2,0 mm), a magyar szabvány (MSZ-08.0205-78) szerinti előkészítéssel

14. táblázat

Az eredeti szerkezetű mintákon végzett folyadék-visszatartó képesség mérések talajmintáinak főbb jellemzői

Tulajdonság	Átlag	Szórás	Minimum	Maximum
ISO/DIS agyag <sup>a</sup> (m%)	29,24	12,25	13,22	62,52
ISO/DIS por <sup>b</sup> (m%)	39,43	10,45	21,03	63,07
ISO/DIS homok <sup>c</sup> (m%)	27,99	17,09	0,42	55,75
humusz (m%)	1,21	1,23	0,15	5,66
CaCO <sub>3</sub> (m%)	2,04	5,83	0,00	30,00

<sup>a</sup>agyag, agyag frakció (< 0,002 mm); <sup>b</sup> por, por frakció (0,002–0,050 mm); <sup>c</sup>homok, homok frakció (0,050–2,0 mm), nemzetközi (ISO/DIS 11277:1994) szerinti előkészítéssel

A dolgozatban ismertetendő folyadék-visszatartó képesség mérések másik csoportjába a NAPL-visszatartó képesség hőmérséklet-függését vizsgáló, mesterséges talajoszlopokon végzett kísérletek tartoznak. Különböző ásványi örleményeket és talajmintákat vontunk a vizsgálatokba, melyek jelentősen különböztek egymástól agyagásvány összetételükben, fizikai féleségükben, humusz- és mésztartalmukban (15. táblázat). A begyűjtött bolygatott talajmintákat szárítás és darálás után 2 mm-es szitán átrostáltuk (ezekből a mintákból végeztük el a mechanikai összetétel méréseket és az alapvizsgálatokat is), majd az így előkészített mintákat 100 cm<sup>3</sup>-es fémhengerekbe töltöttük óvatos, egyenletes tömörítés közben. Minden mintából 3 ismétlésben

készítettük el a  $\sim 80 \text{ cm}^3$  térfogatú mesterséges talajoszlopokat. (Az oszlopok átlagos térfogat-tömegét a 15. táblázatban tüntettük fel.) A talajok mechanikai összetételét az ISO/DIS szabvány szerint (ISO/DIS 11277:1994) határoztuk meg, a talajtani alapvizsgálatokat a hazai talajvizsgálati módszertan szerint végeztük (BUZÁS, 1988; 1993).

15. táblázat

Az NAPL-visszatartó képesség hőmérséklet-függését vizsgáló mérésekbe vont talajminták származási helye és fontosabb tulajdonságai

Minta sorszáma	Talajtípus / laza üledékes kőzet / ásványi örlemény és mintavételi hely	Genetikai talajszint jele és mélysége (cm)	Térfogattömeg ( $\text{g cm}^{-3}$ )	Homok (%) ( $>0,05 \text{ mm}$ )	Por (%) (0,002-0,05 mm)	Agyag (%) ( $<0,002 \text{ mm}$ )	Humusz (%)	CaCO <sub>3</sub> (%)
1.	Ramann-féle barna erdőtalaj <i>Keszthely</i>	A 0-25	1,37	35,58	27,88	34,81	1,73	0,0
2.		B <sub>1</sub> 25-40	1,36	34,00	34,46	30,73	0,81	0,0
3.		B <sub>2</sub> 40-62	1,36	31,66	37,31	30,21	0,81	0,0
4.		BC 62-87	1,37	29,64	39,97	29,87	0,52	0,0
5.		C <sub>1</sub> 87-102	1,36	26,53	37,01	12,89	0,57	23,0
6.		C <sub>2</sub> 102-150	1,37	22,47	40,98	11,24	0,31	25,0
7.	Humuszos homoktalaj <i>Székesfehérvár</i>	A 0-20	1,59	73,82	8,48	3,28	0,43	14,0
8.	Bentonit <i>Mád</i>		0,91	4,94	29,44	64,72	0,00	0,9
9.	Pannon homok <i>Salföld</i>		1,59	98,19	0,30	1,20	0,01	0,3
10.	Kaolin <i>Zettlitz</i>		0,91	0,09	48,98	49,83	0,00	1,1
11.	Löss <i>Paks</i>		1,25	12,78	44,44	15,64	0,13	27,0

### 3.1.5. A folyadékvezető képesség méréséhez használt talajminták

A dolgozatban bemutatandó folyadékvezető képesség vizsgálatainkhoz kétféle talajmintasor méréséből származó adatokat használtunk fel.

Az eredeti szerkezetű talajok vizsgálatára hat különböző dunántúli talajszelvény genetikai szintjeiből származó talajmintasort választottunk ki. A talajok típusát és a megmintázott talajszintek mélységeit, a begyűjtött talajminták legfontosabb fizikai és kémiai tulajdonságait az 16. táblázatban mutatom be. A minták elemzése az (egykori) Fejér Megyei NAÁ Talajvédelmi Laboratóriumában (Velence) történt, hazai szabványos módszerekkel (BUZÁS, 1988; 1993). (A mechanikai összetétel meghatározása az MSZ szabvány szerint történt (MSZ-08.0205-78).)

A mesterséges talajoszlopokon végzett folyadékvezető képesség méréseink közül dolgozatomban az OMTK (Országos Műtrágyázási Tartamkísérletek) kísérleti helyszínein feltárt jellemző talajszelvények eltérő genetikai szintjeiből származó talajmintákon végzett vizsgálatainkat mutatom be. Az volt a célunk, hogy egymástól jelentősen eltérő, jellemző hazai talajszelvényeket válasszunk ki és a kísérleti eredmények szélesebb körű kiterjeszhetőségének érdekében különféle agyagásvány minőségű, porozitású, fizikai féleségű, humusz- és mésztartalmú talajokat vonjunk be a vizsgálatokba.

16. táblázat

Az eredeti szerkezetű talajmintákon történő folyadékvezető képesség mérések talajainak jellemzése

Minta sorszáma	A talajminta származási helye	Talajtípus	A mintázott talajszint jele és mélysége (cm)	homok (%) (>0,05 mm)	por (%) (0,002-0,05 mm)	agyag (%) (<0,002 mm)	humusz (%)	CaCO <sub>3</sub> (%)
1.	Zalacomár	Erdőtálatj eredetű lejtő-hordalék talaj	II. 20-33	82,3	14,8	2,9	1,18	0
2.			III. 33-63	79,9	16,1	4,0	0,68	0
3.			V. 104-122	73,8	16,6	9,6	0,82	0
4.	Heresznye	Agyagbemosódásos barna erdőtálatj	B 39-65	31,7	54,4	13,9	0,66	0
5.			C <sub>1</sub> 65-105	26,0	59,3	14,7	0,36	0
6.			C <sub>2</sub> 105-135	42,1	48,1	9,8	0,15	0
7.	Zalakaros I.	Réti talaj	A 0-20	73,5	21,4	5,1	5,66	11,0
8.			B <sub>1</sub> 20-47	62,5	25,4	12,1	4,52	14,0
9.			B <sub>2</sub> 47-76	63,9	24,1	12,0	1,21	1,7
10.	Zalakaros II.	Agyagbemosódásos barna erdőtálatj réti hatással	A 6-22	78,2	13,7	8,1	0,93	0
11.			B 22-43	65,1	20,2	14,7	0,37	0
12.			BC 43-54	61,6	24,9	13,5	0,26	0
13.	Vízvár I.	Agyagbemosódásos barna erdőtálatj	C <sub>1</sub> 54-69	35,0	47,3	17,7	0,34	0
14.			A 0-23	67,1	28,6	4,3	1,10	0
15.			B <sub>1</sub> 23-39	59,8	30,9	9,3	0,57	0
16.	Vízvár I.	Agyagbemosódásos barna erdőtálatj	B <sub>2</sub> 39-68	51,3	37,2	11,5	0,43	0
17.			BC 68-85	58,7	24,3	17,0	0,24	0
18.	Vízvár II.	Agyagbemosódásos barna erdőtálatj	A 0-35	72,0	24,5	3,5	1,46	0
19.			B 35-57	51,1	37,7	11,2	0,53	0
20.			BC 57-79	48,8	35,7	15,5	0,31	0

A talajtani alapvizsgálatokat a hazai szabványok szerint (BUZÁS, 1988; 1993), a mechanikai összetétel vizsgálatokat az ISO/DIS (ISO/DIS 11277:1994) szabvány alapján (a ragasztó anyagok teljes roncsolása mellett) végeztük el. Száraz szítalással meghatároztuk a minták aggregátum-összetételét és GMD (átlagos geometriai átmérő) értékét is (KEMPER & ROSENAU, 1986). A gáz- és folyadékvezető képesség mérésekhez ezután a légszáraz, darált és 2 mm-es szítán átszítált bolygatott mintákból mesterséges talajoszlopokat készítettünk. A talajtípusokat és a genetikus szinteket, illetve a legfontosabb talajparamétereket a 17. táblázat mutatja be.

### 3.2. A vizsgálatokhoz használt folyadékok jellemzése

A talajszerkezet vizsgálatokhoz, illetve a folyadék-visszatartó és folyadékvezető képesség mérésekhez desztillált vizet és egy – aromás összetevőktől mentes – apoláros szerves modellfolyadékot, a DUNASOL 180/220 elnevezésű kőolaj-lepárlási terméket (származási helye: Százhalombatta, MOL Rt. Dunai Finomító) használtunk folyadékfázisként. Mivel a különféle becslési módszereknél mind a szerves folyadékok, mind pedig a desztillált víz jellemző fizikai és kémiai tulajdonságait figyelembe vettük a számítások során, a 18. táblázatban összevettem a két modellfolyadék – vizsgálataink szempontjából lényeges – sajátosságait.

17. táblázat

A vizsgált talajminták származási helyei és tulajdonságai

Minta száma	A talaj típusa és a legközelebbi település neve	A genetikai szintek jele és mélysége (cm)	Átlagos térfogattömég (g cm <sup>-3</sup> )	A talaj szilárd összetevői (100 %)				
				Homok % (>0,05 mm)	Iszap % (0,002-0,05 mm)	Agyag + Fe-oxihidrát % (<0,002 mm)	Humusz %	CaCO <sub>3</sub> %
1.	Agyagbemosódásos barna erdőtalaj <i>Putnok</i>	Asz 0-25	1,56	5,73	45,27	46,71	0,00	2,29
2.		B1 25-55	1,55	2,87	36,02	59,02	0,00	2,09
3.		B2 55-75	1,55	3,87	36,50	58,10	0,00	1,53
4.		C 75-160	1,53	4,71	36,92	57,25	0,00	1,12
5.	Csernozjom barna erdőtalaj <i>Kompolt</i>	Asz 0-30	1,58	4,34	46,36	46,62	0,00	2,69
6.		A2 30-45	1,55	2,78	40,10	55,22	0,00	1,90
7.		B1 45-60	1,54	2,75	40,42	55,24	0,12	1,47
8.		B2 60-80	1,52	3,91	39,75	55,21	0,00	1,14
9.		C 80-135	1,51	5,62	35,29	58,31	0,00	0,79
10.	Mészlepedékes csernozjom talaj <i>Nagyhörcsök</i>	Asz 0-35	1,39	10,16	52,23	29,88	4,27	3,45
11.		B 35-65	1,33	8,13	45,11	28,33	16,14	2,29
12.		BC 65-110	1,34	7,90	40,10	27,53	23,07	1,41
13.		C 110-150	1,35	8,26	40,82	23,10	26,42	1,39
14.	Mészlepedékes csernozjom talaj <i>Iregszemcse</i>	ABsz 0-30	1,35	4,70	42,45	39,47	10,69	2,69
15.		BC 30-80	1,35	4,04	40,39	32,60	21,04	1,93
16.		C 80-150	1,32	3,97	41,23	23,05	30,71	1,03
17.	Csernozjom barna erdőtalaj <i>Bicsérd</i>	Asz 0-35	1,44	2,48	58,35	37,24	0,00	1,93
18.		B 35-52	1,47	2,36	54,96	40,75	0,00	1,83
19.		BC 52-75	1,44	2,08	47,57	34,39	14,72	1,24
20.		C 75-100	1,41	1,81	41,77	26,97	28,61	0,83
21.	Réti csernozjom talaj <i>Karcag</i>	A 0-30	1,53	6,78	48,99	41,14	0,00	3,09
22.		B 30-60	1,49	3,31	47,03	46,72	0,16	2,78
23.		BC 60-105	1,45	3,42	46,76	42,90	5,04	1,88
24.		C1 105-	1,42	2,92	45,62	34,71	15,56	1,18
25.		C2 120-	1,44	2,75	44,33	37,78	14,30	0,84
26.	Humuszos öntéstalaj <i>Mosonmagyaróvár</i>	I 0-30	1,29	10,29	40,86	26,83	18,93	3,09
27.		II 30-45	1,27	8,80	47,25	28,49	12,62	2,84
28.		III 45-100	1,27	12,63	47,69	22,37	16,41	0,91
29.		IV 100-	1,21	1,24	43,16	35,62	18,93	1,05
30.		V 120-180	1,28	7,02	38,15	51,77	0,25	2,81
31.	Réti talaj <i>Hajdúböszörmény</i>	A 0-30	1,37	1,23	55,46	38,39	0,16	3,76
32.		B 35-50	1,32	1,00	52,13	44,97	0,00	1,90
33.		C1 50-80	1,33	2,28	60,14	37,18	0,00	0,40
34.		C2 80-150	1,35	2,44	59,90	32,04	5,04	0,57
35.	Agyagbemosódásos barna erdőtalaj <i>Keszthely 1</i>	Absz 0-25	1,62	34,46	31,84	28,81	2,99	1,89
36.		C1 25-60	1,57	33,60	21,41	19,55	24,83	0,62
37.		C2 60-110	1,62	37,19	22,42	16,98	23,12	0,29
38.		C3 110-	1,54	20,29	37,50	20,50	21,40	0,31
39.	Agyagbemosódásos barna erdőtalaj <i>Keszthely 2</i>	Asz 0-33	1,48	33,16	31,54	32,91	0,43	1,97
40.		B 33-80	1,45	28,15	36,13	34,04	0,34	1,36
41.		C1 80-120	1,43	15,39	32,17	20,28	31,68	0,48
42.		C2 120-	1,51	20,18	31,84	21,99	25,68	0,32

18. táblázat

A talajfizikai mérésekhez használt folyadékok jellemző tulajdonságai

Fontosabb fizikai és kémiai tulajdonságok	Desztillált víz	DUNASOL 180/220
Forráspont (°C)	100	179 - 217
Sűrűség [20 °C] (g/cm <sup>3</sup> )	0,998	0,775
Viszkozitás [20 °C] (cP)	1,00	1,91
Aromás összetevők (m/m%)	0,00	0,00
n-alkánok (%)	-	60,3
Cikloalkánok (%)		
• 1 gyűrű	-	25,1
• 2 gyűrű		12,0
• 3 gyűrű		2,1
• 4 gyűrű		0,5
Határfelületi feszültség (folyadék/levegő) [20 °C] (mN/cm)	72,6	25,0
Határfelületi feszültség (folyadék/víz) [20 °C] (mN/cm)	-	45,9

### 3.3. Vizsgálati módszerek

#### 3.3.1. A mechanikai összetétel vizsgálati módszerei

##### 3.3.1.1. Az MSZ és az ISO/DIS szabvány szerinti mechanikai összetétel vizsgálatainak összehasonlítása

###### 3.3.1.1.1. Mérési módszerek

Összehasonlító MÖ vizsgálatokat végeztünk az MSZ (MSZ-08.0205-78) és az ISO/DIS (ISO/DIS 11277:1994) módszerekkel. Választásunk azért esett a régebbi ISO/DIS szabványra az újabb ISO (ISO 11277:2009(E)) szabvány helyett, mert a., a két módszertan közt nincs lényeges elvi különbség; b., az ISO módszer az ISO/DIS módszerhez képest olyan módszertani egyszerűsítéseket tartalmaz, ami ugyan könnyebbé teszi a munkát, de – megítélésünk szerint – csökkenti a mérések pontosságát c., az ISO/DIS módszer az ISO módszerrel ellentétben az 0,05 mm-es por/homok mérethattárral számol, ami lényegesen egyszerűsíti az MSZ módszerrel történő összehasonlítást.

Az MSZ módszernél a talajok mérőlombikos eljárással (FILEP, 1995) meghatározott sűrűség értékei alapján számoltuk a részecskék ülepedési sebességét, illetve a pipettázási időket és mélységeket. Az ISO/DIS szabvány esetében – a módszerhez igazodóan – az átlagsűrűség (2,65 g/cm<sup>3</sup>) értékek szerint dolgoztunk. A méréseket szobahőmérsékleten végeztük, mindkét módszernél hőmérsékleti korrekciókkal számolva, a Pannon Egyetem Georgikon Karának Növénytermesztési és Talajtani Tanszékén.

Az ISO/DIS módszer nem írja le egyértelműen, hogy mely esetben kell elvégezni a humuszanyagok roncsolásán túl a mész és a vas-(oxi)hidroxidok eltávolítását, ezt a vizsgálatot végző döntésére bízva, ami nagyfokú bizonytalanságot okoz a mérési eredmények összehasonlíthatóságában. Ebből a megfontolásból a teljes mintaanyagon elvégeztük mindhárom ragasztóanyag

eltávolítását a javasolt módszertan szerint. A kezelések során alkalmazott reagensek mennyiségét – az ISO/DIS szabványnak megfelelően – a humusz-, mész- és vas-(oxi)hidroxid tartalomhoz igazítottuk.

Az ISO/DIS módszer esetében a mérési eredményeket, vagy az összes talaj százaléklában adhatjuk meg (ilyenkor a százalékos agyag-, por- és iszapfrakció, illetve humusz és mésztartalom együttesen adja a 100%-ot), vagy a diszpergált talaj százaléklában (ebben az esetben a mért agyag-, por és homoktartalom összege a 100%). A számolások során a mérés kezdetekor bemért talaj mennyisége és a mért agyag-, por- és homokfrakció, valamint az alapvizsgálatokból származó humusz- és mésztartalom összes mennyisége közti különbséget „előkészítési veszteségként” határoztuk meg (az a kioldott vagy centrifugálás után kolloidális formában lebegő állapotban maradt talajásvány mennyiség, mely az előkészítések során előntésre került). Ezt a talajmennyiséget egyezményesen az agyagfrakció részeként értelmeztük és korrekcióként hozzáadtuk a ténylegesen mért agyagtartalomhoz. (Az előkészítési veszteség „kezelésére” egyébként nem találtunk utalást az ISO/DIS szabványban, és a vonatkozó szakirodalmakban is csak elvétve (pl. KUBOTA, 1972).) Mind az összes talaj százaléklában, mind pedig a diszpergált talaj százaléklában megadott MÖ eredmények az ily módon korrigált agyag mennyiségeket tartalmazzák. Megfontolandó, hogy melyik eredményközlés agyag-, por- és homokfrakció adatai vethető össze jobban az MSZ módszer adataival. Előzetes korrelációs vizsgálataink és szakmai megfontolások (pl. hogy a három szemcsefrakció összege 100% legyen) után arra a következtetésre jutottunk, hogy az ISO/DIS módszer eredményeiből a diszpergált talaj százaléklában megadott frakciókat választjuk ki az összehasonlító vizsgálatok céljára.

Az MSZ és ISO módszerekkel végzett MÖ vizsgálatok eredményeit és a talajtani alapvizsgálati adatokat tartalmazó talajfizikai adatbázis lehetőséget nyújtott arra, hogy megvizsgáljuk az MSZ módszer eredményeinek ISO/DIS módszerű adatokká történő konverziójának esélyét és a kialakított becslési eljárás megbízhatóságát. Olyan konverziós módszer kidolgozására törekedtünk, mely az MSZ módszer eredményei mellett a talajok alapvizsgálati adatait is felhasználja a becslés során.

### 3.3.1.1.2. Statisztikai vizsgálatok

A konverziós módszer kidolgozásához az eredeti adatbázist 2/3 – 1/3 arányban „becslő” és „teszt” részadatbázisokká bontottam. A „becslő” adatállományon történt a konverziós egyenletek kidolgozása, míg a „teszt” adatállomány a módszer validálására szolgált. Az előzetes adatelemzések után lineáris regressziós módszerrel (SPSS Statistics, Regression, Automatic linear modeling (LINEAR), Standard model, Best subsets, AICC information criterion, 10 component models) vizsgáltuk a talajok MSZ módszer szerinti százalékos agyag-, por- és homoktartalma, a humusz- és mésztartalma, illetve a desztillált vizes szuszpenzióban mért pH-ja (független változók) és az ISO módszer szerinti százalékos agyag-, por- és homoktartalma (függő változók) közti kapcsolatot. Előzetes tapasztalataink alapján a becslő egyenletekbe bevontuk a független változók transzformált (négyzetes, logaritmusos és reciprok és szorzat) alakjait is (TÓTH et al., 2015; MAKÓ et al., 2017).

A fenti módon kialakított pedotranszfer függvények (PTF) pontosságát a determinációs koefficiens ( $R^2$ ) és az átlagos négyzetes eltérés négyzetgyöke (RMSE) (m%) (5. egyenlet) alapján vizsgáltuk:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2} \quad (5.)$$

ahol  $y_i$  az ISO módszerrel mért agyag-, por- vagy homoktartalom,  $\hat{y}_i$  a becslött agyag-, por- vagy homoktartalom,  $N$  a mintaszám.

A becslések megbízhatóságát a „teszt” adatállományon vizsgáltuk, a fenti statisztikai mutatókkal.

A talajadatbázis mintáit ezután az USDA háromszögdiagram alapján fizikai féleség szerint kategorizáltuk az R program (R Core Team, 2013) 'soiltexture' programcsomagjának (MOEYS, 2014) algoritmusai alapján. Az MSZ és ISO módszerekkel mért, illetve a kidolgozott PTF-ekkel becsült agyag-, por- és homoktartalmak alapján meghatározott fizikai féleség kategóriákat összehasonlítottuk egymással, vizsgáltuk azok megegyezőségét („megegyezőségi mátrix” vizsgálatok). Szintén a fenti programcsomag alkalmazásával megrajzoltuk az USDA háromszögdiagramokat a mért és becsült MÖ adatok, fizikai féleség kategóriák vizuális összehasonlítása céljából, majd a textúra háromszögdiagramok MÖ adatait az agyag – por – homok százalék koordinátákból X – Y koordinátarendszerbe konvertáltuk (MOEYS, 2009). Kiszámoltuk a két-dimenziós Kernel sűrűségfüggvényt ('TT.kde2d()'), majd egy visszakonvertálás után ábrázoltuk a háromszögdiagramokon a mért és becsült MÖ adatok adatszerkezetének szemléltetése végett (MOEYS, 2014). A Kernel sűrűségbecslés széles körben elterjedt módszer a megfigyelések sűrűségének kódolására és az adatok kiterjedésének térbeli ábrázolására (SIMONOFF, 1996; VENABLES & RIPLEY, 2002).

A MÖ adatok összehasonlítása bonyolult feladat, hiszen ezek a mérési eredmények kompozit adatok, melyeknek az összege 100%. Ez azt jelenti, hogy az egyik frakció növekedése a többi frakció csökkenését eredményezi, vagyis az egyes frakciók eloszlása nem független egymástól. Ennek a problémának egy megoldási lehetőségeként a 'soiltexture' R csomag ('TT.css2xy()') segítségével az USDA háromszögdiagramokon ábrázolt (a két módszerrel mért és a becsült) MÖ adatokat X-Y koordinátarendszerbe konvertáltuk, majd kiszámoltuk az MSZ és ISO/DIS módszerrel mért, illetve a PTF-ek segítségével becsült és az ISO/DIS módszerrel mért pontok távolságát (MOEYS, 2009). Ezt a dimenzió nélküli változót használtuk ezután a mért és becsült eredmények összehasonlítására, a becslési módszer hatékonyságának jellemzésére. Az egyes frakciók páronkénti összehasonlítására a T-próbát alkalmaztuk (SPSS Statistics, Paired-Samples T test). Megvizsgáltuk továbbá, hogy mely MÖ vizsgálati módszer eredményei korrelálnak jobban a két leggyakrabban használt közvetett fizikai féleség meghatározási módszer (a talajok Arany-féle kötöttsége és higroszkóposága) vizsgálati eredményeivel.

### 3.3.1.2. Az ISO szabvány szerinti SPM és az LDM MÖ vizsgálatok összehasonlítása

#### 3.3.1.2.1. Mérési módszerek

Mindkét MÖ mérési módszer alkalmazása során a hagyományos módon talajfizikai vizsgálatokra előkészített (légszáraz, darált, 2 mm-es szitán átrostált, makroszkopikus növényi maradványoktól mentesített) talajmintákkal dolgoztunk. Az SPM MÖ vizsgálatok előtt minden mintából eltávolítottuk a szerves anyagot hidrogén-peroxidos roncsolással az ISO (ISO 11277:2009(E)) módszertan szerint. (A karbonátokat és vas-(oxi)hidroxidokat ezeknél a vizsgálatoknál nem roncsoltuk el, mivel ezeknek a kötőanyagoknak az eltávolítása a szabvány szerint opcionális.) Az LDM MÖ vizsgálatokat minden egyes talajmintán két módszerrel végeztük el: (a) a mintákból a mérés előtt az ISO módszertan szerint a szerves anyagot eltávolítottuk (OMR), illetve (b) a mintákat a szerves anyag eltávolítása nélkül mértük (OMNR). A szerves anyag eltávolítása után (OMR) a talajszuszpenziót 40 °C-on bepároltuk, majd óvatosan össze-törtük és 2000 µm-es szitán újra átrostáltuk. A mérések után így két LDM MÖ adatállományt kaptunk (OMR:  $n = 832$  és OMNR:  $n = 809$ ). (A 400 talajmintán általában két ismétlésben mértük a MÖ-t, ettől csak néhány esetben térünk el, amikor a két mérés közti eltérések indokoltá tettek egy harmadik mérés ismétlést is; ebből adódik a 832, illetve 809 db mérési eredmény.)



Az ISO (ISO 11277:2009(E)) szabvány szerint végzett *szítás-pipettás mechanikai összetétel* (SPM MÖ) méréseket az SGS Hungary (Kecskemét) laboratóriumában végezték. (Ugyanitt végezték el a talajminták alapvizsgálatait is.) A mérések során a homokfrakciót 63  $\mu\text{m}$ -es szitával választották le az előkezelt talajszuszpenzióból, 105 °C-on szárították, majd szitasorozattal, tömegméréssel határozták meg az egyes homok-alfrakciókat. A 63  $\mu\text{m}$  alatti frakciók mennyiségét ülepitéses, pipettás módszerrel határozták meg (a szabvány szerinti 2,65 g/cm<sup>3</sup> átlagos talajsűrűség alapján számolt ülepedési idők és pipettázási mélységek figyelembevételével). A kémiai diszpergáláshoz 'Calgon' oldatot (33 g Na-hexametafoszfát és 7 g vízmentes Na-karbonát 1 l vízben feloldva) használtak, majd a talajszuszpenziót 18 órán át rázatták. Az SPM MÖ vizsgálatok eredményei közül a tömegszázalékos homok- (63–2000  $\mu\text{m}$ ), por- (2–63  $\mu\text{m}$ ) és agyagtartalmat (2  $\mu\text{m}$  >) vettük figyelembe további adatelemzéseink során.

A *lézerdiffrakciós mechanikai összetétel* (LDM MÖ) vizsgálatokat Mastersizer 2000 (Malvern Instruments, Malvern, UK) készülékkel (5. ábra) végeztük 0,02–2000  $\mu\text{m}$ -es mérési tartományban (MALVERN OPERATOR'S GUIDE, 1999; ISO 13320:1999) a MOTIM Zrt. (Mosonmagyaróvár) laboratóriumában. A készülékhez Hydro 2000G típusú diszpergáló egységet csatlakoztattunk. A méréseket – az eredmények szórásától függően – két vagy három ismétlésben végeztük (egymástól független bemérésekből). A diszpergáló egységbe adagolt talajminták tömege 0,5–1 g közt változott a talaj fizikai félesége szerint. (A nagyobb agyagtartalmú talajmintáknál már viszonylag kisebb mintamennyiség hatására is jelentősen emelkedhet a talajszuszpenzió „fénygyengítési mutatója” (obscuration), melynek optimális tartománya – a műszer kézikönyve szerint – 10 és 20% közt van.) A légszáraz talajmintát (az OMNR és OMR típusú mintáknál egyaránt) óraüvegen néhány csepp Calgon oldattal megnedvesítettük, majd üvegbottal finoman elkevertük. Ezután a talajpépet a már 25 cm<sup>3</sup> Calgon oldatot és kb. 800 cm<sup>3</sup> ioncserélt vizet tartalmazó diszpergáló egységbe mostuk maradékmentesen (BIEGANOWSKI et al., 2010). A talaj teljes dezaggregációja és diszpergálása céljából a talajszuszpenzió 240 másodperces 75%-os erősségű (0,75 × 35 W, illetve 0,75 × 40 kHz) ultrahangos kezelést kapott. A Hydro 2000G diszpergáló egységen 29,17 Hz (1750 rpm) szivattyúzási és 11,67 Hz (700 rpm) keverési sebességet állítottunk be (SOCHAN et al., 2012), mely biztosította a talajszuszpenzió maximális homogenizálását, és ugyanakkor nem okozott mérést zavaró légbuborék-képződést a szuszpenzióban (RYŻAK & BIEGANOWSKI, 2011). A készülék detektorai által mért lézerefény intenzitás adatokat a Mie elmélet alapján konvertáltuk MÖ eredményekké. A számítások során az alábbi beállításokat alkalmaztuk: abszorpciós index (AI) = 0,1; a szilárd fázis törésmutatója (RI) = 1,52 és a víz törésmutatója (RI) = 1,33. A mérések időtartama 60 másodperc volt (30 s kék és 30 s piros lézerefény) (RYŻAK & BIEGANOWSKI, 2010). A MÖ számítások során alkalmazott algoritmusok: a.) „general purpose analysis” (mely feltételezi a minta méret szerinti nagyfokú heterogenitását) b.) „irregular shape ratio” (mely figyelembe veszi azt, hogy a talajrészecskék a mintában nem szabályos gömb alakúak) (MALVERN OPERATOR'S GUIDE, 1999).

### 3.3.1.2.2. Statisztikai vizsgálatok

*Az LDM MÖ frakció-mérethatárok optimalizálása.* Az SPM MÖ szemcsefrakciókhoz hasonló LDM MÖ frakciókat a mérési eredményekből első lépésben úgy képeztük, hogy a szabványos SPM mérethatárokhoz (agyag/por: 2  $\mu\text{m}$ ; por/homok: 63  $\mu\text{m}$ ) legközelebb eső LDM „részfrakciók” térfogat %-os mennyiségeit összegeztük. Így az agyag-, por- és homokfrakció

mérettartománya 0–1,9  $\mu\text{m}$ ; 1,9–60,26  $\mu\text{m}$  és 60,26–2000  $\mu\text{m}$  lett; az 1,9 és 60,26  $\mu\text{m}$ -t nevezük el „*módosítás nélküli (mn) LDM frakció-mérethatároknak*”.



5. ábra

A Malvern Mastersizer 2000 készülék a Hydro G előkészítő egységgel

A mért adatsorokon az SPM és LDM MÖ adatok (agyag-, por- és homoktartalom) közt "Lin-féle konkordancia korrelációs koefficiens"-t (CCC) számoltunk az LDM agyag/por és por/homok mérettartomány-határok optimalizálására (LIN, 1989; LIN et al., 2002, FISHER et al., 2017). A Lin-féle CCC azt mutatja meg, hogy egy új megfigyelési adatsor (ez esetben a LDM MÖ) mennyire képes reprodukálni az eredeti adatsort (SPM MÖ). A CCC-t úgy számoljuk, hogy a Pearson korrelációs koefficienset megszorozzuk a ferdeségi (*bias*) korrekciós tényezővel. (A Pearson korrelációs koefficiens a megfigyelések közti lineáris regressziós kapcsolatok szoroságára utal, míg a ferdeségi korrekciós tényező a regressziós egyenes meredekségét írja le.) Abban az esetben, ha a Lin-féle CCC = 1 (maximum érték), elmondható, hogy tökéletes az egyezés a kétféle mérés eredményei közt. (Az értékelési kritérium-rendszer a továbbiakban a következő kategóriákra osztható: *gyenge* (0,21–0,40), *mérsékelt* (0,41–0,60), *lényeges* (0,61–0,80) és *majdnem teljes* (0,81–1,00) egyezés.) Az LDM MÖ adatok alapján 14 lehetséges agyagfrakciót számoltunk, ahol az agyagfrakció felső határa 1,4 és 10,0  $\mu\text{m}$  közt változott (1,4; 1,6; 1,9; 2,2; 2,9; 3,3; 3,8; 4,4; 5,0; 5,8; 6,6; 7,6; 8,7 és 10,0  $\mu\text{m}$ ). Hasonló módon 12 lehetséges homokfrakciót számoltunk, ahol a homokfrakció alsó határát a 30,2 és 138,4  $\mu\text{m}$  közti tartományban változtattuk (30,2; 34,7; 39,8; 45,7; 52,5; 60,3; 69,2; 79,4; 91,2; 104,7; 120,2 és 138,2  $\mu\text{m}$ ). A fenti frakció-mérethatárokkal számolt LDM MÖ agyag-, por- és homokfrakciók térfogat-százalékos értékeit vettük figyelembe független ( $X$ ) változóként, míg a függő változók ( $Y$ ) a hagyományos SPM MÖ agyag-, por és homoktartalmak (< 2,0  $\mu\text{m}$ , 2–63  $\mu\text{m}$  és 63–2000  $\mu\text{m}$ ) tömegszázalékos értékei voltak. A frakció-mérethatók optimalizálására a Lin-féle módszert alkalmaztuk: a leginkább megfelelő mérethatókkal képzett LDM MÖ frakciók esetében kaptuk a legnagyobb Lin-féle CCC értékeket. Az optimalizált mérethatárokat „*módosított (mod) LDM frakció-mérethatároknak*” neveztük el.

Az SPM MÖ adatok becslése az LDM MÖ mérések eredményei alapján. A fentebb bemutatott mérési adatbázis egyik lehetséges alkalmazási módja az lehet, hogy olyan konverziós pedotranszfer függvényeket (PTF) képezzünk, melyek segítségével a hagyományos (nehezebben mérhető) SPM MÖ adatok becsülhetők a mért LDM MÖ eredményekből, a becslésekhez esetlegesen felhasználva még a talajminták (amúgy általában rendelkezésre álló és könnyen

mérhető) alapvizsgálati adatait. Különböző típusú PTF-eket (különféle becslő változók bevonásával) vizsgáltunk az SPM és az LDM MÖ közti kapcsolatok leírására.

A legjobb becslő modell kiválasztására és a javasolt becslési módszer bizonytalanságának csökkentésére a k-szoros keresztvalidációs módszert alkalmaztuk (LAMORSKI et al., 2014). Mindkét adatbázist (OMNR és OMR) külön-külön összekevertük és véletlenszerűen felosztottuk öt-öt egyenlő méretű elkülönített adatállományba. Ezután ötféle becslő és teszt adatállományt képeztünk olyan módon, hogy egy-egy adatállományt (teszt adatállomány) elhagytunk és a maradék négy-négy adatállomány egyesítésével kaptuk a becslő adatállományokat. Ezt a módszert ötször megismételve tehát öt becslő adatállományt kaptunk a becslési modell kifejlesztésére és minden becslő adatállományhoz kapcsolódott egy teszt adatállomány. Az LDM MÖ (térfogat %) és SPM MÖ (tömeg %) frakciók közti összefüggések leírására szolgáló modelleket a becslő adatállományokon fejlesztettük ki, a becslési módszerek megbízhatóságát pedig a teszt adatállományokon ellenőriztük. A végső PTF-eket az 5-szörös keresztvalidációs módszer legjobban „teljesítő” lineáris regressziós egyenleteiből választottuk ki.

Néhány közlemény arról számolt be, hogy az LDM és SPM MÖ frakciók közti összefüggések nem lineárisak (pl. BOOTH et al., 2003; YANG et al., 2015), ezért a lineáris regresszió alapuló PTF-ek képzését megelőzően összehasonlítottuk a különböző típusú modell-illesztések (lineáris, logaritmikus, négyzetes, köbös és exponenciális) szorosságát is (SPSS Statistics, Regression, Curve estimation).

A PTF-ek kifejlesztéséhez lineáris regressziós módszert alkalmaztunk, a független változókat backward eliminációs módszerrel választottuk ki (SPSS Statistics, Regression, Linear regression). A mért LDM MÖ (agyag<sub>LDM</sub>, por<sub>LDM</sub>; térfogat %) frakciókból történő SPM agyag- és porfrakció (agyag<sub>SPMpred</sub>, por<sub>SPMpred</sub>; tömeg %) mennyiségének becslésére külön PTF-eket képeztünk az OMNR és az OMR adatállományokból. A becsült SPM homokfrakciók mennyiségét minden esetben az alábbiak szerint számoltuk (6. egyenlet):

$$\text{homok}_{\text{SPMpred}} = 100 - (\text{agyag}_{\text{SPMpred}} + \text{por}_{\text{SPMpred}}), \quad (6.)$$

ahol a  $\text{homok}_{\text{SPMpred}}$ , az  $\text{agyag}_{\text{SPMpred}}$  és a  $\text{por}_{\text{SPMpred}}$  a becsült SPM MÖ frakciók mennyisége (tömeg %). (Vizsgáltuk azt az indirekt számítási módszert is, melynek során a  $\text{por}_{\text{SPMpred}}$  mennyiségét úgy kaptuk, hogy a becsült  $\text{agyag}_{\text{SPMpred}}$  és  $\text{homok}_{\text{SPMpred}}$  frakciók összegét vontuk ki a 100%-ból, ám az ilyen típusú becslések kevésbé bizonyultak hatékonyak.)

Az egyes PTF-típusokban alkalmazott bemeneti (független) változók az alábbiak voltak:

PTF(1): módosítás nélküli (mn) LDM frakció-mérethatárokkal képzett LDM frakciók (agyag<sub>LDMmn</sub> vagy por<sub>LDMmn</sub>; térfogat %).

PTF(2): módosított (mod) LDM frakció-mérethatárokkal képzett LDM frakciók (agyag<sub>LDMmod</sub> vagy por<sub>LDMmod</sub>; térfogat %).

PTF(3): agyag<sub>LDMmod</sub> vagy por<sub>LDMmod</sub> és a szerves szénttartalom (OC, g·kg<sup>-1</sup>), mésztartalom (CaCO<sub>3</sub>, g·kg<sup>-1</sup>) és a talaj:víz szuszpenzióban mért talaj pH (pH(H<sub>2</sub>O), -).

PTF(4): a PTF(3)-mal megegyező változók, kiegészülve a módosított LDM frakció-mérethatárokkal képzett LDM homokfrakcióval (homok<sub>LDMmod</sub>; térfogat %).

PTF(5): a PTF(4)-gyel megegyező változók, de a becsléseket külön-külön végeztük el textúracsoportonként DI STEFANO és munkatársai (2010) javaslata alapján. A mintákat az USDA textúraosztályok szerint csoportosítottuk a mért agyag<sub>LDMmod</sub>, por<sub>LDMmod</sub> és homok<sub>LDMmod</sub> tartalmak alapján. A becslések egyszerűsítése végett az eredeti textúraosztályokat – irodalmi adatok és előzetes statisztikai vizsgálatok alapján – összevontuk négy nagyobb textúracsoportba: (a) homok és vályogos homok, (b) homokos vályog és vályog, (c) iszapos vályog, illetve (d) iszap, homokos agyagos vályog, agyagos vályog, iszapos agyagos vályog, homokos agyag, iszapos

agyag és agyag csoportokba. E csoportok az USDA textúraháromszög homogén, egybefüggő „régióit” reprezentálják.

PTF(6): a PTF(4)-gyel megegyező változók, de a regressziós összefüggések tartalmazzák a változók transzformált (négyzetes, reciprokos és tízes alapú logaritmusos) alakjait is (TÓTH et al., 2015).

PTF(7): a PTF(6)-tal megegyező változók, de a becsléseket külön-külön végeztük el textúracsoportonként, a PTF(5)-höz hasonlóan.

Az egyes PTF-ek „teljesítőkéességét” az  $R^2$  (determinációs koefficiens) és az RMSE (átlagos négyzetes eltérés négyzetgyöke, tömeg %; ld. 1. egyenlet) alapján értékeltük mind a becslő, mind pedig a teszt adatállományokon. Minden egyes PTF-típusnál kiszámoltuk az  $R^2$  és az RMSE értékek átlagát és standard hibáit az ötszörös keresztvalidációval kapott öt ismétlésben. A varianciák homogenitását a Levene-tesztel ellenőriztük. Az egyes becslési módszerek teljesítménymutatói ( $R^2$  és RMSE érték) közti különbségek szignifikanciáját egyutas varianciaanalízissel (one-way ANOVA) ellenőriztük. A reziduális értékek eloszlását a varianciaanalízis során Kolmogorov-Smirnov és Shapiro-Wilk tesztek segítségével értékeltük. (A reziduális értékek többsége normális eloszlást mutatott.) Az átlagok összehasonlítására – a varianciák homogenitásától függően – a Duncan, illetve a Tamhane-féle T2 tesztet alkalmaztuk ( $P=0,05$  szignifikancia szinten).

A teszt adatállomány mintáit az USDA textúradiagram alapján csoportosítottuk (kismértékű hiba forrása lehet az, hogy az USDA klasszifikáció 50  $\mu\text{m}$ -es por/homok frakcióhatárral számol, míg az ISO szabvány 63  $\mu\text{m}$ -essel), majd a becsült és mért SPM MÖ adatok alapján meghatározott textúra-besorolásokat összehasonlítottuk egymással. Az egyes PTF-ekkel becsült és a mért SPM adatokkal kapott textúra-besorolások megegyezőségének százalékos mértékét az  $R^2$  és RMSE értékeknél is alkalmazott (fentebb ismertetett) statisztikai módszerrel hasonlítottuk össze.

### 3.3.1.3. Az MSZ szabvány szerinti SPM és a LDM MÖ vizsgálatok összehasonlítása

#### 3.3.1.3.1. Mérési módszerek

A talajok mechanikai összetételét (MÖ) a hazai szabvány (MSZ-08.0205-78) szerinti hagyományos szítás-pipettás (SPM) és a lézerdiffrakciós (LDM) módszerekkel mértük. Mind az SPM, mind pedig az LDM MÖ mérésekhez légszáraz, darált, 2 mm-es lyukbőségű szítán átrostált talajmintákat használtunk, melyekből a makroszkopikus növényi maradványokat a mérés előtt eltávolítottuk.

Ennél a vizsgálatosorozatnál sem a SPM, sem pedig az LDM MÖ mérések előtt nem végeztünk roncsolást (szerkezetstabilizáló szerves anyagok, karbonátok vagy vasvegyületek eltávolítását), hiszen a hazai szabvány ilyesféle minta-előkészítést nem ír elő. A kémiai előkezelések csupán a diszpergálószer alkalmazására korlátozódtak (ld. később).

Az MSZ szerinti SPM MÖ vizsgálatok a NÉBIH Növény-, Talaj- és Agrárkörnyezet-védelmi Igazgatóság Velencei Talajvédelmi Laboratóriumában történtek a 3.2.1.1.1. alfejezetben leírtak szerint, azzal a módosítással, hogy a részecskék ülepedési sebességét, illetve a pipettázási időket és mélységeket a talajok átlagsűrűsége ( $2,65 \text{ g/cm}^3$ ) alapján számoltuk. A mérési eredmények alapján meghatároztuk a talajminták agyag- ( $< 2 \mu\text{m}$ ), por- ( $2\text{--}50 \mu\text{m}$ ) és homokfrakciójának ( $50\text{--}2000 \mu\text{m}$ ) tömeg %-os mennyiségét. Ugyanebben a laboratóriumban végezték a talajminták alapvizsgálatait is.

Az LDM méréseket a 3.2.1.2.1. alfejezetben közölt módszer szerint mértük a MOTIM Zrt. (Mosonmagyaróvár) laboratóriumában.

A mérések eredményei alapján létrehoztunk egy kisebb adatbázist (N = 319), mely az SPM és az LDM MÖ adatokon túl tartalmazza még a minták leírását és alapvizsgálati eredményeit is.

### 3.3.1.3.2. Statisztikai vizsgálatok

Az LDM MÖ frakció-mérethatárok optimalizálása a 3.2.1.2.2. fejezetben leírtakhoz hasonlóan történt – azzal a különbséggel, hogy itt az MSZ SPM MÖ frakció-mérethatárokhoz igazítottuk az LDM MÖ mérethatárokat. Így a „módosítás nélküli (mn) LDM frakció-mérethatárok-nak” az 1.90 és 52.5  $\mu\text{m}$ -t választottuk, hiszen ezek a mért LDM részfrakció mérettartományok ezek a legközelebb a szabványos SPM MÖ mérethatárokhoz (agyag/por: 2  $\mu\text{m}$ ; por/homok: 50  $\mu\text{m}$ ). (Tehát a módosítás nélküli mérethatárokkal az LDM agyag-, por- és homokfrakció mérettartománya 0–1,9  $\mu\text{m}$ ; 1,9–52,5  $\mu\text{m}$  és 52,5–2000  $\mu\text{m}$  lett.) A 3.2.1.2.2. fejezethez képest még egy változtatást történt: az optimális közeli tartományokat (agyag/por határ esetében a 6,6 és a 7,6  $\mu\text{m}$  közt, por/homok határ esetében a 52,5 és 60,3  $\mu\text{m}$  közt) lineáris interpolációval 0,1  $\mu\text{m}$ -enként tovább osztottuk és ezeket a frakció-mérethatárokat is vizsgáltuk az optimalizálás során.

Az SPM MÖ adatok becslése az LDM MÖ mérések eredményei alapján. Az MSZ SPM és az LDM MÖ adatbázis létrehozásának az volt a célja, hogy (az ISO SPM és LDM MÖ mérésekhez hasonlóan) olyan konverziós pedotranszfer függvényeket (PTF) képezzünk, melyek segítségével a hagyományos hazai MSZ szerinti SPM MÖ adatok becsülhetők a mért LDM MÖ eredményekből, a becslésekhez esetlegesen felhasználva még a talajminták (amúgy általában rendelkezésre álló és könnyen mérhető) alapvizsgálati adatait. Az MSZ SPM és LDM MÖ közötti kapcsolatok leírására a 3.2.1.2.2. fejezetben ismertetett PTF típusok közül azt választottuk ki, mely az ISO SPM - LDM MÖ becslésekben a leghatékonyabbnak bizonyult. A becslésekhez az LDM agyag-, por és homokfrakciók térfogat %-os adatain túl felhasználtuk a talajminták alapvizsgálati adatait (százalékos humusz- és mézst tartalom,  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ ), illetve e független változók transzformált adatait (ld. 3.2.1.2.2. fejezet).

A módosítás nélküli (mn) és a módosított (mod) LDM frakció-mérethatárokkal számítható, valamint a kiválasztott PTF-típus alkalmazásával becsült agyag-, por- és homokfrakciók egyezőségét a mért SPM MÖ frakciókkal (a 3.2.1.2.2. fejezetben leírtakhoz hasonlóan)  $R^2$  (determinációs koefficiens) és az RMSE (átlagos négyzetes eltérés négyzetgyöke; ld. 5. egyenlet) értékek alapján értékeltük mind a becslő, mind pedig a teszt adatállományokon.

Az MSZ SPM és a (mért vagy becsült) LDM MÖ adatok közti egyezőséget az USDA háromszögdiagram segítségével többféleképp is értékeltük. A 3.2.1.1.2. fejezetben leírtak szerint a talajadatbázis mintáit kategorizáltuk 'soiltexture' programcsomag segítségével, majd „megegyezőségi mátrix” vizsgálatokat végeztünk. Majd a háromszög diagramokon – a Kernel sűrűségfüggvény segítségével – szemléltettük a frakció-mérethatár megváltoztatásának, illetve a konverziós függvény alkalmazásának hatását az adatállomány MÖ adatainak megváltozására. Végül kiszámoltuk az LDM MÖ módszerrel mért, a mérethatárok változtatásával számított, illetve a PTF-ek segítségével becsült és az MSZ SPM módszerrel mért pontok távolságát egymástól, mely dimenzió nélküli változót szintén felhasználtuk az eredmények összehasonlítására (3.2.1.1.2. fejezet).

## 3.3.2. A talajok aggregátum-stabilitásának vizsgálati módszerei

### 3.3.2.1. Makroaggregátum-stabilitás vizsgálatok

A talajok makroaggregátum-stabilitását (MaAS) az Eijkelkamp nedves szitálásos mérőkészülékével (wet sieving method set, gyártmánykód: 08.13) végeztük (6. ábra). A mérésekhez

mintánként 4 g légszáraz, 1 és 2 mm közötti mérettartományba eső aggregátumokat tartalmazó talajt használtunk (KEMPER & ROSENAU, 1986). A talajmintákon közvetlenül légszáraz állapotban végeztünk aggregátum-stabilitás méréseket, illetve elvégeztük a vizsgálatokat előnedvesített talajmintákon is. Az előnedvesítéssel az aggregátumokból a levegőfázis vízfázis általi kiszorítását, a levegőfázis szabad távozását kívántuk elősegíteni és ezáltal a bezárt és egyre növekvő nyomású légbuborékok hirtelen aggregátum-szétrobbantó hatását elkerülni. Előkísérleteink alapján az előnedvesítésre a legalkalmasabbnak azt a módszert találtuk, melynek során a bemért légszáraz talajmintát a készülékhez használt 0,25 mm-es szitácskákra teszszük, majd a szitácskákat egy Petri csészébe itatóspapírra helyezük és a Petri csésze alját óvatosan nedvesítve (kapilláris úton történő) 5 perc előnedvesítési időt engedélyezünk.

A mérések során a továbbiakban a légszáraz vagy előnedvesített talajmintákat tartalmazó szitácskákat a készülékbe helyeztük, belemerítettük a készülék desztillált vizet tartalmazó edényeibe (minden szitácskához saját edény tartozik), majd a készülék bekapcsolás után 3 percig, percenként 34-szer, 1,3 cm-es emelési magassággal fel-le emelgette a szitákat a folyadékban. A 3 perc eltelté és rövid lecsepegési idő után a minták alatt kicseréltük az edénykéket. Az új edényekbe Na-pirofoszfát diszpergáló oldatot öntöttünk (koncentrációja: 2 g L<sup>-1</sup>), belemerítettük a mintákat tartalmazó szitácskákat, majd folytattuk a minták szétiszapolását az előzőekben ismertetettek szerint, ezúttal 8 percig. Ez idő eltelté után a még diszpergálatlan talajaggregátumokat gumi-keverőbottal a szitán óvatosan szétnyomkodtuk, majd a Na-pirofoszfátot tartalmazó edénybe mostuk. Így a diszpergálás után a szitákon már csak a 0,25 mm-nél nagyobb elemi szemcsék, illetve a különféle szerves maradványok maradtak. A méréseket legalább három ismétlésben végeztük. Mind a desztillált vizet, mind pedig a diszpergáló oldatot tartalmazó gyűjtőedényt elektromos főzőlapon bepároltuk, 105 °C-on szárítószekrényben kiszáritottuk, majd megmértük a tömegüket. A talajminták stabil makroaggregátumainak arányát (MaAS (%)) az 7. egyenlet alapján számítottuk ki:

$$MaAS (\%) = \frac{f_d}{f_{nd} + f_d} \times 100 \quad (7.)$$

ahol:  $f_{nd}$  a desztillált vizet tartalmazó edény (vízben nem stabil aggregátumok),  $f_d$  pedig a diszpergáló oldatot tartalmazó edény (vízben stabil aggregátumok) bepárlási maradéka.



6. ábra

A makroaggregátum-stabilitás mérésére használt Eijkelkamp készülék

Makroaggregátum-stabilitási méréseket szerves folyadékkal (DUNASOL 180/220) is végeztünk – előkísérleti jelleggel – néhány talajmintán, némiképp módosítva a fent leírt módszertant. Ez esetben a sziták alatti edényekbe a szerves folyadékot töltöttük, majd a fenti módon kapilláris úton szerves folyadékkal előnedvesített talajmintákat (1 és 2 mm közti szemcsefrakciók) tartalmazó szitákat 3 percre fel-le emelgettük a fent leírt módon. Mind az edényekben lévő szerves folyadékban lévő, mind pedig a szitácskákon fennmaradt talajokat a szerves folyadékkal átmostuk előre lemért tömegű szűrőpapíron keresztül, majd a szűrőpapírokat megszáritottuk 105 °C-on, végül lemértük a tömegüket. A számítás során az 7. *egyenletet* használtuk azzal a módosítással, hogy  $f_{nd}$  az edénybe mosódott talajrészecskék tömege, míg  $f_d$  a szitácskákon fennmaradt talaj tömege volt. (A számítások során korrekciós tényezőként figyelembe vettük a szitácskákon fennmaradt talaj tömege esetében a talajminták 0,25 mm-nél nagyobb ásványi és szerves alkotóinak átlagos mennyiségét – a desztillált vízzel történt mérések adatainak felhasználásával.)

Mind a desztillált vízzel, mid pedig a szerves folyadékkal végzett méréseket minimálisan három ismétlésben végeztük.

Az aggregátum-stabilitási mutatók közti különbségek szignifikanciáját egyutas varianciaanalízissel (one-way ANOVA) ellenőriztük. Az átlagok összehasonlítására – a varianciák homogenitásától függően – a Duncan, illetve a Tamhane-féle T2 tesztet alkalmaztuk ( $P=0,05$  szignifikancia szinten).

### 3.3.2.2. Mikro- és makroaggregátum-stabilitás vizsgálatok lézeres szemcseanalizátorral

Aggregátum-stabilitás méréseket végeztünk a Lengyel Tudományos Akadémia Agrofizikai Kutatóintézetében desztillált vízzel és szerves folyadékkal (DUNASOL 180/220), lézeres szemcseanalizátor alkalmazásával. A mérésekhez Malvern Mastersizer 2000 készüléket használtunk, Hydro G diszpergálóegységgel. A mérések során légszáraz, nem előnedvesített talajmintákkal dolgoztunk (a későbbiek során tervezzük a mérések megismétlését kapilláris úton előnedvesített mintákkal is). Desztillált vizes közegben két mérésorozatot végeztük: (a.) az első esetben a 2 mm alatti teljes frakció szétiszapolódását vizsgáltuk, (b.) a második esetben a 3.3.2.1. fejezetben ismertetett makroaggregátum-stabilitási vizsgálatokkal való összevethetőség céljából – néhány kiválasztott talajon – szitasorral szétválasztott 1-2 mm-es aggregátumokkal dolgoztunk. A lézerdiffrakciós aggregátum-stabilitási mérések során a 3.3.1.2.1. fejezetben ismertetettek szerint jártunk el, ezen a helyen csupán az ott bemutatott módszertől történt eltéréseket írom le. A vizsgált talajmintáknak elsőként meghatároztuk a diszpergálás utáni mechanikai összetételét. A diszpergálás során 240 másodperces 100%-os (35 W, illetve 40 kHz) ultrahang kezelést alkalmaztunk, a szuszpenzióhoz kémiai diszpergálószer nem adtunk. Három független bemérésből három-három MÖ görbe adatait rögzítettük. Ezután ultrahangos diszpergálás nélkül vizsgáltuk – meghatározott időközönként – a talajminták szemcseösszetételét. A 2 mm alatti teljes talaj vizsgálata során egy minta vizsgálata során egymás után 30 alkalommal, kb. 80 másodpercenként végeztük a szemcseösszetétel méréseket. Ez esetben mintánként minimum 2 független bemérésből mértünk; ahol az eltérések a két mérés közt jelentősek voltak (egy-egy összehasonlítható időpontban az agyag-, por és homokfrakció relatív standard szórása,  $RSD > 5\%$ ), újabb bemérés-ismétléseket végeztünk. Az 1-2 mm közti frakció vizsgálata során 30 másodpercenként rögzítettük a szemcseösszetétel görbét, egy órán keresztül. Ezek a méréseket egy független bemérésből történtek.

Az 1-2 mm közti frakciók szétiszapolódási vizsgálatait előkísérlet jelleggel elvégeztük szerves folyadék (DUNASOL 180/220) közegben is.

A talajok mikroaggregátum-stabilitását (MiAS %) – a szakirodalomból ismert, pipettás mérésekre alapozott – Vageler-féle struktúrfaktor (VAGELER, 1932) mintájára számoltuk a

diszpergált ( $c_d$ ) és nem diszpergált ( $c_{nd}$ ) LDM agyagfrakció (<6,6  $\mu\text{m}$ , MAKÓ et al., 2017) arányából (8. egyenlet):

$$MiAS (\%) = \frac{c_d - c_{nd}}{c_d} \times 100 . \quad (8.)$$

A számításhoz – a diszpergált MÖ görbékkel való jobb összehasonlíthatóság kedvéért – a diszpergálás nélküli MÖ görbék közül a 240 másodperchez legközelebb eső időpontban mértek adatait használtuk.

A MÖ görbék alapján átlagos geometriai átmérőket (GMD) számoltunk (KEMPER & ROSENAU, 1986). A nem diszpergált és a diszpergált talajok GMD értékeinek arányából aggregátum-stabilitási indexeket ( $SI_{GMD}$ ) számoltunk.

A talajminták eliszapolódási sebességének jellemzésére vizsgáltuk a talajok diszpergálás nélküli LDM MÖ eredményeiből számított agyag- (< 6,6  $\mu\text{m}$ ), por- (6,6 – 60,3  $\mu\text{m}$ ) és homokfrakciójának (> 60,3  $\mu\text{m}$ ) változását az idő függvényében. Vizsgálatainkhoz felhasználtuk FIELD ÉS MINASNY (1999), illetve MASON és munkatársai (2011) diszperziós modelljeit, melyek kisebb módosításával a talajok diszperziós görbéit az első rendű kémiai reakciók analógiájára írtuk le az alábbi egyenletekkel:

$$P = A_0 * [1 - \exp(-k_2 * T)] + C_2, \quad (9.)$$

$$A = A_0 * \exp(-k_1 * T) + C_1, \quad (10.)$$

$$B = -A_0 * [\exp(-k_1 * T) - \exp(-k_2 * T)] + C_2, \quad (11.)$$

ahol: P az agyag-, A a homok- és B a porfrakció diszperziós görbáját írja le;  $k_1$  és  $k_2$  a sebesség konstansok ( $k_1$  az aggregátumok szétesés,  $k_2$  pedig a diszpergálódás sebesség konstansa, mértékegységük:  $\text{tf}\% \text{ s}^{-1}$ ), T a mérés kezdetétől eltelt idő (sec),  $A_0$  a teljesen diszpergálódott talaj agyagtartalma (tf%);  $C_1$  a teljesen diszpergálódott talaj homoktartalma (tf%);  $C_2$  a teljesen diszpergálódott talaj porfrakciója (tf%). Minden időben teljesülnie kell annak a feltételnek, hogy  $A+B+C = 100$ .

Az LDM MÖ mérések adataira mintánként illesztettük a 9-11. egyenleteket nem lineáris regressziós illesztéssel (Excel Solver bővítmény) úgy, hogy a mért és becsült agyag- és homokfrakció négyzetes eltéréseinek összegét minimalizáltuk, és az illesztési paraméterek ( $k_1$ ,  $k_2$ ,  $A_0$ ,  $C_1$ ,  $C_2$ ) kezdő- és határértékeit a diszpergálással elvégzett LDM MÖ mérések adatai és a szakirodalmi adatok alapján állítottuk be.

Az aggregátum-stabilitási mutatók közti különbségek szignifikanciáját egyutas varianciaanalízissel (one-way ANOVA) ellenőriztük. Az átlagok összehasonlítására – a varianciák homogenitásától függően – a Duncan, illetve a Tamhane-féle T2 tesztet alkalmaztuk ( $P=0,05$  szignifikancia szinten).

### 3.3.3. A talajszerkezet és a víztartó képesség kapcsolatának vizsgálati módszertana

#### 3.3.3.1. Morfológiai talajszerkezet és a talajszerkezet érzékenységi index

A MARTHA adatbázisból kiválasztott talajmintákat a helyszíni jegyzőkönyvekből származó morfológiai szerkezeti jellemzők alapján három fő kategóriába csoportosítottuk: 1., szerkezet nélküli vagy gyengén szerkezetes talajok; 2., lekerekített felszínű szerkezeti elemeket tartalmazó talajok (morzsás talajszerkezet); 3., síklapokkal határolt, éles törésvonalakkal jellemezhető szerkezeti elemek (különbféle méretű prizmás, szemcsés, poliéderes, diós, hasábos talaj-



szerkezet). (Az oszlopos szerkezet, mint morfológiai bélyeg nem szerepelt az adatbázisban, hiszen ez a fajta szerkezet a szikes talajokhoz köthető, mely főtípust az előzőekben ismertettek szerint kiszűrtük az adatbázisból).

Az adatbázis egyes mintáihoz talajszerkezet érzékenységi indexet („*soil structure sensitivity index*”, *SSI*) rendeltünk hozzá CANARACHE et al. (1998) módszertanára támaszkodva. A talajszerkezet stabilitásának jellemzésére szolgáló mutatót 6 talajtulajdonság alapján számoltuk (agyag-, por- és durva homokfrakció, humusz- és mésztartalom, illetve a főtípus alapján becsülhető földigiliszta tevékenység aktivitás). Az eredeti irodalom figyelembe vesz még két tényezőt, az agyagásvány minőséget és a talaj kicserélhető  $\text{Na}^+$ -tartalmát, mi azonban ezeket a tulajdonságokat figyelmen kívül hagytuk: az agyagásvány minőségre vonatkozóan nincs információ jelenleg a MARTHA adatbázisban, a kicserélhető  $\text{Na}^+$  szerepe pedig a szikes talajok kiszűrése miatt elhanyagolható. Értékelésünkben a szerzők által javasolt pontozási és osztályozási rendszert használtuk. Ezek alapján a számolt SSI értékek szerint a talajokat az alábbi talajszerkezet érzékenységi kategóriákba (*structure sensitivity categories, SSC*) sorolhatjuk: 1., leromlásra nem érzékeny talajok ( $\text{SSI} < 5$ ); 2., kevésbé érzékeny talajok ( $\text{SSI}: 5-6$ ); 3., mérsékelten érzékeny talajok ( $\text{SSI}: 7-8$ ); 4., leromlásra nagyon érzékeny talajok ( $\text{SSI} > 8$ ).

### 3.3.3.2. A talajok pórusméretének és a modális szívóerőnek a számítása

A mért víztartó képesség görbék (pF-görbék) végpontjának (pF 6,2; -150000 kPa) mérési bizonytalansága miatt a kiválasztott mintákat csupán 3 mért pF-görbe ponttal tudtuk jellemezni (pF0: -0,1 kPa; pF2,5: -33 kPa és pF4,2: -1500 kPa). A pF-görbék illesztése során ezért a módosított három paraméteres van Genuchten függvényt alkalmaztuk. A görbeillesztéssel számoltuk az  $\alpha$  és  $n$  paramétereket, az  $m$  paramétert az  $m = 1 - 1/n$  összefüggésből kaptuk, míg a  $\theta_{\text{sat}}$  paraméternek a pF0 értéknél mért nedvességtartalmakat fogadtuk el (VAN GENUCHTEN, 1980).

A pF-görbék illesztett van Genuchten paramétereinek segítségével talajszerkezeti mutatókat képeztünk REYNOLDS és munkatársai (2009) valamint GIBERTO és munkatársai (2015) közleményeire támaszkodva. Fajlagos víztartó képesség (*specific water retention capacity,  $S_v$*  (h)) függvényt számoltunk az adatbázis talajmintáira a van Genuchten függvény elsőfokú deriválásával (12. egyenlet). Ez az összefüggés térfogatszázalékos nedvességtartalom változásának sebességét (a pF görbe meredekségét:  $\Delta\theta / \Delta\psi_m$ ) mutatja be a mátrixpotenciál ( $\psi_m$ : log(h); cm) függvényében. A Young-Laplace egyenlet által leírt kapilláriscső-elmélet alkalmazásával a mátrixpotenciál (kapilláris nyomás) átszámítható effektív pórusátmérővé ( $d_{\text{eff}} = 2980 / h$ ;  $\mu\text{m}$ ), feltételezve, hogy a víz felületi feszültsége  $72,8 \text{ g m s}^{-2}$ , a vízre vonatkozó pórus-illeszkedési szög közel nulla, a víz sűrűsége  $0,998 \text{ g cm}^{-3}$  és a gravitációs gyorsulás  $980 \text{ cm s}^{-2}$ . Ez alapján megkaphatjuk a talajok pórusméret-eloszlási görbét (*pore volume distribution curve*), ahol a pF-görbe meredekségét ábrázoljuk az effektív pórusátmérő függvényében. Ez esetben minél nagyobb a meredekség értéke, annál nagyobb az adott mérettartományba eső pórustartomány ( $\Delta d_{\text{eff}}$ ) által visszatartott víz mennyisége, vagyis a pórustartomány térfogata. Ahhoz, hogy az egyes fajlagos víztartó képesség függvényeket össze lehessen hasonlítani egymással, bevezeték a normalizált fajlagos víztartó képesség függvényeket (*normalized specific water retention capacity function,  $S_{\text{norm}}$* (h)), melynek a van Genuchten illesztési paramétereiből történő számítási módját a 13. egyenlet mutatja be. Az  $S_{\text{norm}}$ (h) függvény alapján képezhetjük az előzőekhez hasonlóan a normalizált pórusméret-eloszlási görbéket (*normalized pore size distribution curves*).

$$S_v(h) = -mn\theta_{\text{sat}}\alpha^n h^n [1 + (\alpha h)^n]^{-(m+1)} \quad (12.)$$

$$S_{\text{norm}}(h) = S_v(h) / S_{v_i} = m(\alpha h)^n [1 + m^{-1}]^{(m+1)} / [1 + (\alpha h)^n]^{(m+1)} ; 0 \leq S_{\text{norm}}(h) \leq 1 \quad (13.)$$

Modális szívóerőnek (*modal suction*, MS) nevezzük a normalizált fajlagos víztartó képesség vagy a normalizált pórusméret-eloszlási görbék maximumához rendelhető mátrixpotenciál értéket. Az MS értékek megmutatják az adott talaj leggyakoribb pórusméret-tartományát (minél kisebb az MS értéke, annál kisebb a mérete a leggyakoribb pórusoknak).

A továbbiakban a fentiek szerint számolt pórusméret-eloszlás adatok felhasználásával az Amerikai Talajtani Társaság pórusméret osztályozása alapján végeztük el az adatbázis talajainak pórusméret jellemzését (SSSA, 1997). Az egyes pórusméret osztályok ekvivalens pórusátmérői, illetve a hozzájuk rendelhető mátrixpotenciál értékek az alábbiak voltak: makropórusok:  $>75 \mu\text{m}$ ,  $<1,6 \text{ pF}$ ; mezopórusok:  $30\text{--}75 \mu\text{m}$ ,  $1,6\text{--}2 \text{ pF}$ ; mikropórusok:  $5\text{--}30 \mu\text{m}$ ,  $2\text{--}2,78 \text{ pF}$ ; ultramikropórusok:  $0,1\text{--}5 \mu\text{m}$ ,  $2,78\text{--}4,47 \text{ pF}$  és kriptopórusok  $<0,1 \mu\text{m}$ ,  $>4,47 \text{ pF}$ ).

A talajhasználat, a fizikai féleség, a talajszerkezet és a szerkezet-stabilitás modális szívóerőre gyakorolt hatását a független mintás T-teszttel, egyutas varianciaanalízissel (one-way ANOVA), illetve Boxplot-analízissel vizsgáltuk (SPSS 13.0). Az átlagok összehasonlítására – a varianciák Levene-teszttel ellenőrzött homogenitásától függően – a Duncan, illetve a Tamhane-féle T2 tesztet alkalmaztuk ( $P=0.05$  szignifikancia szinten).

### 3.3.4. A talajok folyadék-visszatartó képességének vizsgálati módszerei

#### 3.3.4.1. A talajok folyadék-visszatartó képességének mérése

A dolgozatban bemutatandó folyadék-visszatartó képesség mérések során a talajok víztartó képesség görbéit (pF-görbéit) a hazai szabványos módszertan szerint mérték 8 mérési ponton az egykori MÉM NAK hálózat Velencei laboratóriumában (VÁRALLYAY, 1973a). A  $0\text{--}2,5 \text{ pF}$  tartományban a homok-kaolinlapos módszert, a pF<sub>3,4</sub> és pF<sub>4,2</sub> mérési pontokban a nyomásmembrános módszert alkalmazták, míg a pF<sub>6,2</sub> ponthoz tartozó nedvességtartalmak meghatározása a talajok Sík-féle higroszkóposága ( $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  légtérben mért vízgőzadszorpció) alapján történt.

A talajok szerves folyadék-visszatartó képességének meghatározása a porózus kerámialapos extraktoros módszer (RICHARDS & FIREMAN, 1943; KLUTE, 1986) általunk továbbfejlesztett változatával történt a Pannon Egyetem Georgikon Karának Környezetvédelmi Laboratóriumában. Az eredeti, Soilmoisture Equip. Corp. által forgalmazott, a víztartó képesség méréseére használt LAB 023 típusú extraktorok voltaképpen nyomásálló edények, melyekbe különböző levegő-áteresztési küszöbértékekkel (leggyakoribbak a 0,5; 1; 3; 5 és 15 bar  $\rightarrow$  50; 100; 300; 500 és 1500 kPa nyomásértékek) jellemezhető kerámialapok helyezhetőek. A készülék kiegészül egy kompresszorral és egy nagy precizitású nyomásszabályzó és –mérő rendszerrel. A készülékkel a talajminták pF-görbéjének leürülési (*drainage*) szakaszát tudjuk meghatározni. A porózus kerámialapokra helyezett, vízzel telített talajminták víztartalma folyamatosan eltávozik az extraktorok nyomásának növelésével a porózus lapon keresztül az extraktoron kívüli gyűjtőedényekbe (bürettákba). A nagy nyomású levegő ugyanakkor mindaddig nem tud átjutni a vízzel telített kerámialap pórusrendszerén, amíg el nem éri a lap levegő-áteresztési küszöbértékének megfelelő nyomást. Adott nyomásértéken akkor érjük el az egyensúlyi állapotot, amikor több folyadék nem távozik el a rendszerből (ez a bürettákon olvasható le). Ekkor az extraktorban lévő nyomás megegyezik a talajminták pórusrendszerében lévő nyomással. A talajok adott nyomásértéken visszatartott víztartalma gravimetriásan határozható meg. A mérések a kisebb nyomásértékek felől a nagyobb értékek irányába haladnak. A kisebb nyomástartományokban ( $0\text{--}500 \text{ kPa}$ ) eredeti szerkezetű talajminták vizsgálata javasolt, a nagyobb nyomástartományokban ( $> 500 \text{ kPa}$ ) – a hazai módszertanhoz hasonlóan – víztelített talajpép és kisebb mintaméret használata ajánlott (az egyensúlyi állapot gyorsabb elérése céljából). A mérések az eredeti szerkezetű vagy a talajpépből származó minták  $105 \text{ }^\circ\text{C}$ -on történő kiszáritásával fejeződnek be.

Az általunk továbbfejlesztett készülékben a legfontosabb változtatás az volt, hogy az eredeti porózus kerámialap-cellákat kicseréltük olyanokra, melyek aljára olajálló szilikon gumit rögzítettünk, illetve minden eredeti csővezetékot olajálló teflon csővel helyettesítettünk. Továbbá – tekintettel a szerves folyadék-visszatartó képességre a víztartó képességnél jóval nagyobb mértékű hőmérséklet-függésére – az extraktorokat beépítettük egy szabályozható (hűthető-fűthető) termosztát szekrénybe. A nyomásszabályzó rendszert is továbbfejlesztettük, mely által a kisebb nyomástartományok is nagy pontossággal beállíthatókká és mérhetővé váltak. A kialakított mérőrendszer így a 2, 5, 15 és 40 kPa rögzített mérési pontokon túl mérni képes az 50 és 150 kPa mérési tartományban is a szerves folyadék-visszatartást (7. ábra).

Itt bemutatott vizsgálataink első szakaszában a 0 – 100 kPa tartományban végeztünk méréseket, 20 °C hőmérsékleten. A vizsgálatokhoz használt modellfolyadék a DUNASOL 180/220 volt. A mérések során eredeti szerkezetű talajmintákat (100 cm<sup>3</sup>) vizsgáltunk.

A vizsgálatok második szakaszában vizsgáltuk a szerves folyadék-visszatartás görbék (*extrakciós izotermák*) hőmérséklet-függését. E vizsgálatokhoz mesterséges talajoszlopokat használtunk. A méréseket 20 °C, 40 °C és 60 °C állandó hőmérsékleteken végeztük, 7 levegőnyomás értéken (2, 5, 15, 4, 5, 10 és 15 kPa). A mérések során 1 – 3 hétre volt szükségünk egy-egy nyomásértéken az egyensúlyi állapot beálltáig a fizikai féleségtől, az alkalmazott nyomástól és a hőmérséklettől függően.

#### 3.3.4.2. *A talajok folyadék-visszatartó képességének összehasonlítására alkalmazott számítási módszerek*

A talajok víztartó és szerves folyadék-visszatartó képességének összehasonlíthatósága céljából a mért folyadék-visszatartó képesség pontokra (nyomás – térfogatszázalékos folyadéktartalom pontpárok) a három paraméteres Brutsaert-féle összefüggéssel (14. egyenlet) végeztük görbeillesztéseket, nemlineáris regressziós módszerrel (BRUTSAERT, 1966; RAJKAI & KABOS, 1999):

$$\theta / \theta_0 = 1 / [1+(X/X_0)^b], \quad (14.)$$

ahol  $\theta_0$ ,  $X_0$  és a  $b$  értékek az illesztéssel meghatározott paraméterek;  $\theta$  a mért folyadéktartalom (tf%);  $X$  a nyomás (bar-ban). (Az összefüggés – tapasztalataink szerint – eredményesen alkalmazható volt a szélesebb körben ismert van Genuchten vagy Brooks & Corey összefüggés helyett.)



7. ábra

A szerves folyadék-visszatartó képesség meghatározásához kialakított mérőrendszer. A: a szigetelt hűtő-fűtő termosztát szekrény a porózus kerámialapos extraktorokkal, illetve a folyadékgyűjtő bürettákkal; B: nyomás-szabályzó és -mérő rendszer; C: szerves modellfolyadékkal telített talajminták az olajálló porózus kerámialap-cellákon; D: hőmérséklet-szabályzó rendszer.

A görbeillesztések után lehetővé vált egyrészt az azonos nyomásértékekhez tartozó víz- és szerves folyadék-visszatartó képesség összehasonlítása, másrészt a szénhidrogénszennyezés-terjedési modellek által széleskörűen használt Leverett-féle becslés (1. egyenlet) „jóságának” ellenőrzése az általunk vizsgált mintaanyagon.

Végezetül regresszió-analízissel vizsgáltuk a tanulmányozott eredeti szerkezetű talajminta tulajdonságainak kapcsolatát a minták víz- és szerves folyadék-visszatartó képességével (SPSS Statistics, Linear regression, Backward elimination). Az adott nyomásértékeken a folyadék-visszatartást legnagyobb mértékben meghatározó talajtulajdonságok kiválasztása után lineáris regresszióval az alábbi típusú összefüggést illesztettük a mért adatsorokra (15. egyenlet):

$$Y = b_0 + b_1X_1 + b_2X_2 + b_3X_1X_2 + b_4X_1^2 + b_5X_2^2 \quad (15.)$$

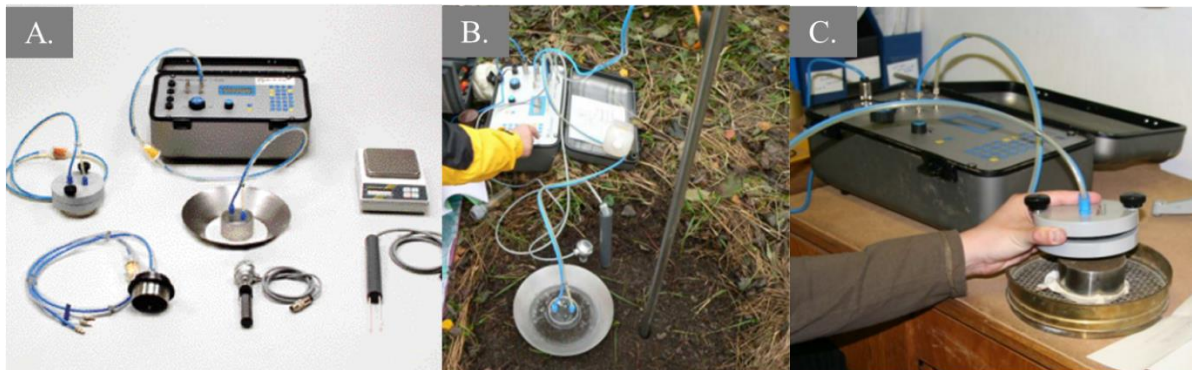
ahol  $Y$  az adott nyomásértéken visszatartott folyadék mennyisége (tf%),  $b_0 - b_5$  a regressziós koefficiensek;  $X_1$  az első helyen korrelatív független változó;  $X_2$  a második helyen korrelatív független változó.

A Leverett-féle becslési módszer, illetve a regressziós módszerrel kapott pedotranszfer függvények becslési hatékonyságának összehasonlítására a vizsgált mintaanyagból képzett adatbázist 67–33%-ban kettéosztottam egy becslő és egy teszt rész-adatbázisra. Ezután a becslő adatbázison meghatározott pedotranszfer függvényeket alkalmazhatóságát értékeltem a teszt adatbázison a determinációs koefficiens ( $R^2$ ) és az átlagos négyzetes eltérés négyzetgyöke (RMSE) (5. egyenlet) összehasonlításával.

### 3.3.5. A talajok légáteresztő képességének vizsgálati módszere

A talajok légáteresztő képességének mérését a Pannon Egyetem Georgikon Kar Növénytermesztési és Talajtani Tanszékén végeztük, az UGT (Umwelt-Geräte-Technik GmbH München) által kifejlesztett PL-300 típusú készüléken. Itt bemutatandó vizsgálatainkat a talajok szerves folyadékvezető képességének becslésére kidolgozandó módszertan megalapozásához végeztük azzal a céllal, hogy tanulmányozzuk a szerves folyadékvezető képesség és a talajok légáteresztő képességének kapcsolatát, illetve hogy megvizsgáljuk a szerves folyadékvezető képesség becslésének – a légáteresztő képesség mérésén alapuló – új lehetőségeit.

A méréseinkhez használt PL-300 típusú készülék mind terepen, mind pedig a laboratóriumban képes mérni a talajok légáteresztő képességét, tenzióját és térfogatszázalékos nedvességtartalmát (8. ábra).



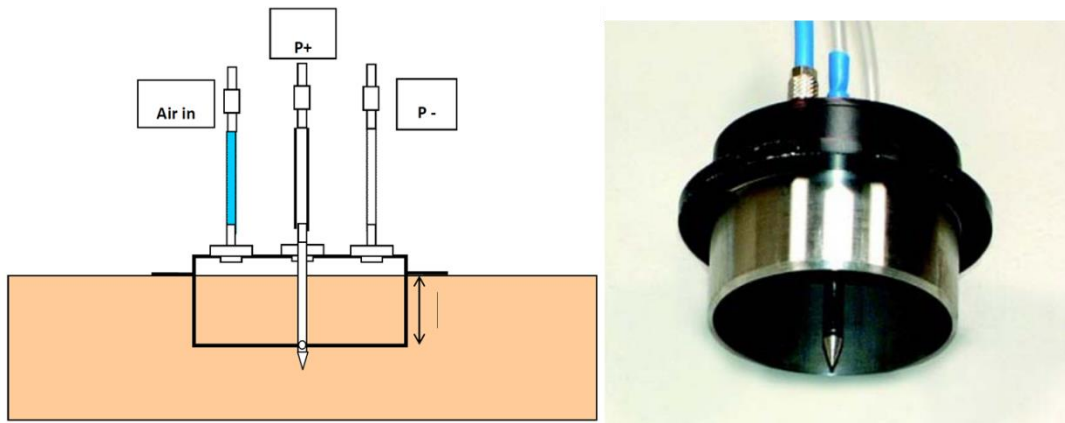
8. ábra

A légáteresztő képesség mérésére használt PL-300 típusú készülék. A: a mérőeszköz a különböző típusú mérőcellákkal, a TDR típusú nedvességmérő szondával és a tenziométerrel; B: terepi mérések a talajfelszínen használatos mérőcellával, illetve a mélyebb talajrétegek légáteresztő képességének mérésére alkalmazható ún. lándzsa szondával; C: laboratóriumi mérések eredeti szerkezetű talajmintákon.

A légáteresztő képesség mérő berendezés biztosítja különböző mérőkamrák csatlakoztatásával a – talajállapotnak – leginkább megfelelő levegőáramlási formát. A megfelelő mérőkamra egy jól meghatározott légáramot állít elő a vizsgált talajtérfogatban. A légáramlás sebessége a mérőberendezésben lévő kalibrált fúvókánál mérhető nyomásgradiensből és egy a vizsgált talajtérfogat feletti nyomásváltozást érzékelő szenzor által mért nyomásgradiensből határozható meg. A standard légáteresztő képesség mérő berendezéshez csatlakoztatható mérési tartománya 0,03 és 60 cm/s között változik. A 3 különböző kamra közül az egyik a Darcy-törvény szerinti homogén áramlást biztosítja, beépített nyomásszenzorral, a másik heterogén légáramlást mér bolygatatlan talajfelszínen, és a harmadik 250 cm<sup>3</sup>-es, bolygatatlan talajmintákban méri a légáteresztő képességet. A légáteresztő képesség mérő berendezés beépített adatrögzítővel és RS 232-es kimenettel, továbbá a megfelelő tenziométer és nedvességszenzor-csatlakozásokkal is rendelkezik, melyen keresztül a mérőműszerhez hozzákapcsolhatunk egy elektromos érzékelővel ellátott tenziométert és egy TDR elven működő talajnedvesség-szenzort is, így lehetőségünk van a légáteresztő képesség – nedvességtartalom függvény kimérésére. A készülék – a megfelelő kiegészítőkkel együtt – képes helyszínen különböző (0-100 cm közötti) mélységekben elhelyezkedő talajrétegek légáteresztő képességének mérésére is. Az erre a célra szolgáló ún. lándzsa szondát egy adott mélységű talajfuratba helyezve és a lándzsa végétől meghatározott távolságban elhelyezkedő gumipalástot labdaszerűen felfújva a furat alján jól definiált méretű mérőcella keletkezik, melyben a talajréteg légáteresztésétől függő nyomásváltozás mérhető. A furat további mélyítésével a mérés egy újabb rétegben megismételhető. Lehetőség van a talajrétegek pórusainak szívóerejét, illetve a nedvességtartalmat is meghatározni a helyszínen az

egyes vizsgált furatmélységekben egy 0 – 100 cm szárhosszúságú, a furat átmérőjével megegyező átmérőjű tenziométerrel és talajnedvesség szenzorral.

A dolgozatban bemutatott mérések során a PL-300-as készüléket laboratóriumban használtuk kb. 900 cm<sup>3</sup> térfogatú légszáraz (3–7 tömeg % nedvességtartalmú) talajokat tartalmazó mesterséges talajoszlopok légáteresztő képességének mérésére. A mérésekhez a homogén légáramlást biztosító mérőcellát használtuk (9. ábra).



9. ábra

A homogén légáramlást biztosító mérőcella

### 3.3.6. A talajok folyadékvezető képességének vizsgálati módszerei

#### 3.3.6.1. A talajok folyadékvezető képességének mérése

A folyadékvezető képesség méréseket desztillált vízzel és a DUNASOL 180/220 szerves modellfolyadékkal végeztük.

Az eredeti szerkezetű mintákkal végzett mérések esetében a szerves folyadékvezető képesség mérésekre használt (100 cm<sup>3</sup> térfogatú) talajmintákat a mérésekhez elő kellett készítenünk, ugyanis tapasztalataink szerint az eredeti szerkezetű minták a szerves folyadékokkal történő telítések során – a víztelítés esetén tapasztalt különböző mértékű duzzadással ellentétben – összezsugorodnak, így a mintavevő cső fala és a talajminta közt makropórusok képződnek, melyen keresztül irreálisan és hibásan gyors vezetőképességet mérünk. Az előkészítés során az eredeti szerkezetű talajmintákat 40 °C-on szárítottuk, majd a némiképp összezsugorodott talajoszlopokat óvatosan kiszedtük a mintavevő csőből. A száraz talajoszlopokat ezután 4-5 rétegben műgyantaborítással (POLIKON P-210 FAXT) vontuk be, majd lemértük a talajoszlopok átmérőjét, magasságát. (A műgyanta kb. 1 mm vastagságban a száraz talajba ivódott, így elkerültük, hogy a talajoszlop és a mintatartó henger fala között makropórusok, hézagok alakulhassanak ki.) Végül a műgyantával borított talajoszlop aljára sifon vászonszövetet, a tetejére pedig a folyadékvezető képesség mérő eszközzel (a talajminta átmérőjével közel azonos belső átmérőjű) csatlakoztatható fémcsövet rögzítettünk, ugyancsak műgyantával.

A talajok folyadékvezető képességét a csökkenő folyadéknomás módszerével mértük (KLUTE & DIRKSEN, 1986; BUZÁS, 1993). A szerves folyadékvezető képesség mérésekhez berendezésünket oly módon alakítottuk át, hogy az egyes alkatrészeket ne oldja a szerves modellfolyadék (fém, üveget, illetve olajálló szilikongumit használtunk alapanyagként). Egy-egy folyadékkal egy-egy talajmintán 27 ismétlésben végeztünk méréseket (3 talajminta ismétlés; 3 mérés ismétlés és egy mérésen belül három időpontban történő folyadékcsökkenés-leolvasás). A mérések eredményei alapján számítottuk a minták átlagos folyadékvezető képességét.

A mesterséges talajoszlopokkal végzett vizsgálatok során az előzőekben ismertetett módszerhez hasonlóképpen jártunk el, azzal a különbséggel, hogy itt nem volt szükség a minták műgyantás előkészítésére.

### 3.3.6.2. A talajok folyadékvezető képességének összehasonlítására alkalmazott számítási módszerek

A mérési eredmények elemzése során vizsgáltuk a szénhidrogénszennyezés-terjedési modellekben általánosan alkalmazott Kozeny-Carman egyenlet (4. egyenlet) „jóságát”, majd statisztikai módszerekkel értékeltük a talajtulajdonságok és a folyadékvezető képesség közötti összefüggéseket (SPSS Statistics, Linear regression). A Campbell-féle függvény (CAMPBELL, 1985) módosított változatát (16. egyenlet) linearizáltuk, majd ezt illesztettük lineáris regressziós módszerrel (SPSS, Linear regression, Backward elimination) a mérési adatbázisra.

$$K_{\text{NAPL}} = a * P_{\text{összes}}^b * K_{\text{víz}}^c * \exp(d * \text{CL} + e * \text{SI}), \quad (16.)$$

ahol  $K_{\text{NAPL}}$ : a minták olajvezető képessége (NAPL vezetőképessége) (m/s);  $P_{\text{összes}}$ : az eredeti szerkezetű minták számított összporozitása [%]/100;  $K_{\text{víz}}$ : minták hidraulikus vezetőképessége; CL: agyag [%]/100; SI: por [%]/100.

A Kozeny-Carman-féle becslési módszer, illetve a regressziós módszerrel kapott pedotranszfer függvények becslési hatékonyságának összehasonlítására a vizsgált mintaanyagból képzett adatbázist 67–33%-ban kettéosztottam egy becslő és egy teszt rész-adatbázisra. Ezután a becslő adatbázison meghatározott pedotranszfer függvényeket alkalmazhatóságát értékelttem a teszt adatbázison a determinációs koefficiens ( $R^2$ ) és az átlagos négyzetes eltérés négyzetgyöke (RMSE) (5. egyenlet) összehasonlításával.

## 4. Eredmények és értékelés

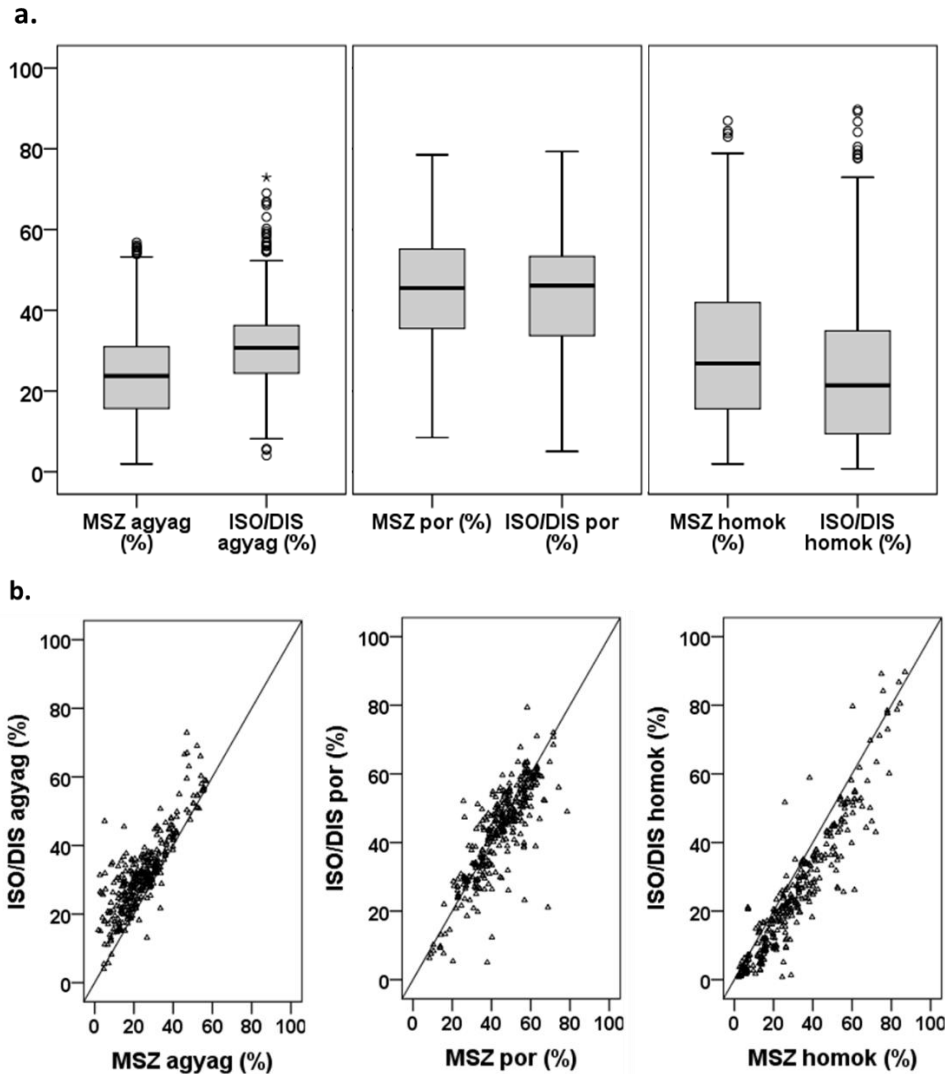
### 4.1. A mechanikai összetétel mérésével kapcsolatos vizsgálatok eredményei

#### 4.1.1. Az MSZ és az ISO/DIS szabvány szerinti SPM MÖ vizsgálatok összehasonlításának eredményei

A vizsgálatokba vont talajok mind talajgenetikailag, mind pedig fizikai és kémiai tulajdonságaikban nagyfokú heterogenitást mutatnak (8. táblázat). A 10/a. ábra boxplot és a 10/b. ábra pontdiagramjain összehasonlítottuk az MSZ és ISO/DIS módszerrel meghatározott MÖ vizsgálatok eredményeit. Az agyag- ( $< 0,002$  mm), por- ( $0,002$ – $0,05$  mm) és homokfrakció ( $> 0,05$  mm) átlagos értéke  $24,6$ – $44,5$ – $30,9\%$  volt az MSZ módszer szerint, míg az ISO/DIS módszer alapján  $31,6$ – $43,5$ – $24,9\%$  mértünk. Látható, hogy az ISO/DIS szabványnál alkalmazott előkezelések némiképp megváltoztatták a frakciók arányait: az agyagtartalom szignifikánsan nőtt, míg a portartalom kisebb mértékben, a homoktartalom nagyobb mértékben igazolhatóan csökkent. Ennek oka nagy valószínűséggel főként az volt, hogy az MSZ módszernél az elemi részecskék a talajminták egy részénél „pseudofrakciók” formájában mikroaggregátumként ülednek a mérések során a Na-pirofoszfátos kémiai és a 6–10 órás fizikai diszpergálás (rázatás) ellenére. Az agyagfrakció egy része ilyenkor a mikroaggregátumokban organominerális kötésben marad és a por- vagy homokfrakció részeként mérjük vissza (FEDOTOV et al., 2007). Egy másik lehetséges ok a nagy karbonát-tartalmú talajoknál a por- és homokfrakcióba eső karbonát darabkáknak (esetleges konkréciók vagy közettörmelékek talajdarálás utáni törmelékeinek) a sósavas előkezelés során történő kioldódása lehet.

A 10/b. ábrán az is jól látható, hogy a talajok tulajdonságaitól függően eltérő mértékben változtak meg a frakciók arányai: néhány esetben az ISO/DIS módszer alkalmazása – az általános trenddel szemben – az agyagtartalom csökkenését, illetve a homoktartalom növekedését eredményezte és az esetek egy részében nem volt megfigyelhető a frakciók arányainak megváltozása. A portartalmak esetében volt a legnagyobb a szórás: közel megegyező esetben történt portartalom csökkenés és növekedés. Az ISO/DIS módszer esetében az MSZ módszer eredményeihez viszonyított agyagtartalom csökkenések nagy valószínűséggel módszertani okokra vezethetők vissza. Az előkészítések során az agyagfrakciót alkotó ásványok egy része degradálódott (vas-(oxi)hidroxidok kioldódása, agyagásványok átalakulása), „előkészítési veszteségeként” előtérre került, amelyet az eredmények kiszámításakor valószínűleg nem a megfelelő mértékben vettünk figyelembe (BALÁZS et al., 2011). Az ISO/DIS homokfrakció MSZ módszer eredményeihez viszonyított esetenkénti növekedésének egyik elképzelhető oka lehet a módszertől függően különböző mennyiségű vízben oldhatatlan Ca-hexametafoszfát, illetve Ca-pirofoszfát részecskék képződése a diszpergálás során (KACHINSKY, 1965). A porfrakciók arányának nagy változatossága pedig valószínűleg azzal magyarázható, hogy – a talajokban eredetileg meglévő kötőanyagok mennyiségétől és a talajok szerkezetességétől függő mértékben – az előkészítések hatására egyrészt a talajok nagyobb, a homokfrakcióba eső aggregátumainak szétesésével megnőhetett nemcsak az agyag, hanem a por mérettartományba eső részecskék mennyisége is, másrészt a por mérettartományba eső mikroaggregátumok is széteshettek kisebb alkotóelemekre, miáltal le is csökkenhetett a porfrakció mennyisége.

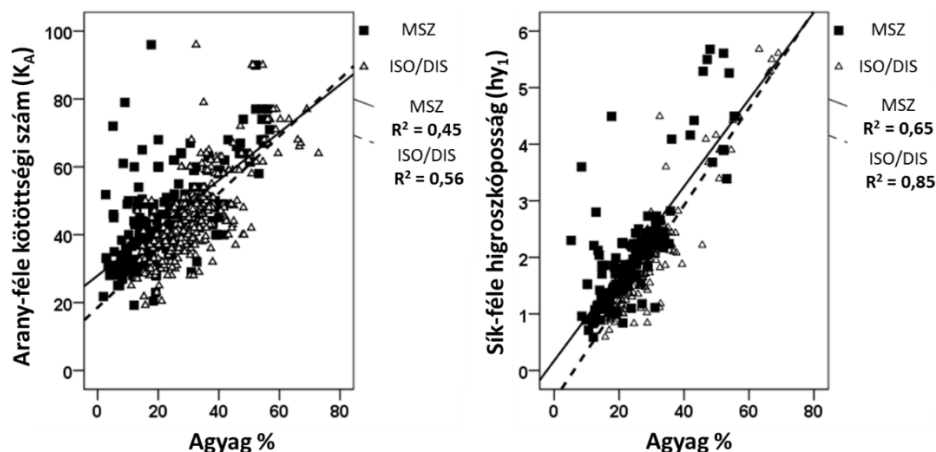




10. ábra

A két módszerrel meghatározott mechanikai összetétel frakciók összehasonlítása

A továbbiakban megvizsgáltuk, hogy mely MÖ vizsgálati módszer eredményei tekinthetők szakmai szempontból pontosabbnak. Ismert, hogy az Arany-féle kötöttségi számot (a képlékenység felső határát), illetve a Sík-féle higroszkópossgát (monomolekuláris rétegű vízgőzadszorpciót) elsősorban a talajok agyagtartalma határozza meg. A 11. ábrán bemutatott eredmények szerint mind a talajok Arany-féle kötöttségi számával, mind pedig a higroszkópossgai értékekkel szorosabb kapcsolatot mutatott az ISO/DIS módszerrel mért agyagtartalom ( $R^2 = 0,56$  és  $0,85$ ), mint az MSZ módszerrel mért ( $R^2 = 0,45$  és  $0,65$ ), így az eredmények várakozásainknak megfelelően igazolták az ISO/DIS vizsgálatok nagyobb pontosságát. (A szakirodalomból ismert, hogy mind a kötöttségi szám, mind pedig a higroszkópossg az agyagtartalomtól kívül számos egyéb talajtulajdonság függvénye, ezért az összefüggések mindkét módszer esetében valójában jónak tekinthetők (DI GLÉRIA et al., 1957).) A fentiekből az következik, hogy amennyiben a MÖ mérések eredményeit kutatási céllal, nagyobb pontossággal kívánjuk meghatározni, célszerű a jóval idő- és eszközigényesebb ISO/DIS módszert alkalmaznunk. Szintén ez a módszer javasolható nemzetközi összehasonlító munkák során is (pl. az egyes talajok nemzetközi talajosztályozási rendszerekbe történő besorolásakor).



11. ábra

A talajok kétféle módszerrel mért agyagtartalmának kapcsolata az Arany-féle kötöttségi számmal és a Sik-féle higroszkópossgal

Több esetben nem áll rendelkezésre azonban laboratóriumi kapacitás az ISO/DIS szabvány szerinti mérésekre, vagy régebbi, MSZ módszer szerinti vizsgálati eredményeket kell összevetnünk nemzetközi mérési adatokkal. Ilyenkor célszerű lenne a két módszer eredményeit egymásnak megfeleltetni valamilyen módon. Ezért a továbbiakban megvizsgáltuk az MSZ módszertan szerint mért MÖ adatok ISO/DIS adatokká történő konverziójának lehetőségét. Vizsgálataink egyértelművé tették, hogy az MSZ és az ISO/DIS módszertan eredményei közti különbség oka nagyrészt az, hogy az MSZ módszertannal csupán a szerkezeti elemek részleges dezaggregációját tudjuk elérni, az elemi részecskék egy része mikroaggregátum formában marad. Feltételeztük tehát, hogy a talajok szerkezetstabilitásának kialakításában szerepet játszó talajkomponensek mennyisége (humusz- és mésztartalom), illetve a szerkezetstabilitásra szintén ható talaj pH eredményesen bevonható független változóként a kidolgozandó becslőegyenletekbe. Ezek a talajtulajdonságok alapvizsgálati paraméterekként általában rendelkezésre állnak, szemben a talajok lényegesen nehezebben mérhető vas-(oxi)hidroxid tartalmával, vagy a kicserélhető  $\text{Na}^+$  tartalommal, mely talajtulajdonságok egyébként szintén befolyásolhatják az aggregátum-stabilitást. A 19. táblázat tartalmazza az ISO/DIS és az MSZ módszerrel mért MÖ frakciók közötti összefüggést leíró egyenleteket. A statisztikai vizsgálatok alátámasztják, hogy a két módszertan közötti konverziós függvényekben a MÖ-t jellemző frakciók mennyisége mellett valóban fontos független változó a talaj humusz- és mésztartalma, továbbá a vizes pH-ja.

A 12. ábrán láthatók a konverziós egyenletek hatékonyságát jellemző RMSE és  $R^2$  értékek a becslő és teszt adatbázis részekén végzett vizsgálatok alapján. Az ábra alapján elmondható, hogy a pedotranszfer függvények alkalmazásával jelentősen sikerült egymáshoz közelíteni a mért és a becsült ISO/DIS frakciók mennyiségeit, általában nagymértékben csökkent az átlagos eltérés (RMSE). A becslő adatbázis esetében, az RMSE értékek az agyagfrakciónál 9,75-ről 4,19%-ra, a porfrakciónál 7,57-ről 6,19%-ra és a homokfrakciónál 9,18-ről 5,14%-ra csökkentek. A teszt adatbázis esetében az agyagfrakciónál 9,56-ről 6,81%-ra, a homokfrakciónál 9,88-ről 5,88%-ra csökkentek az RMSE értékek. A teszt adatbázis porfrakciójánál kisebb mértékű (1,44%-os) RMSE növekedést tapasztaltunk, ami egyrészt a porfrakció számítási módjából következik (hiszen ennél a frakciónál adódnak össze az agyag- és homokfrakciók becslési hibái), másrészt azt is mutatja, hogy a porfrakció becslése a legkevésbé megbízható. Az  $R^2$  értékek esetében a becslő adatbázison egyöntetűen kismértékű növekedés tapasztalható (agyag-, por és homokfrakciónál 0,15; 0,07 és 0,05 értékkel nőtt), míg a teszt adatbázison az agyag- és portartalomnál a regressziós kapcsolat kismértékű ( $R^2$ : 0,06 és 0,12) csökkenését, a homoktartalomnál kismértékű ( $R^2$ : 0,05) növekedését tapasztaltuk. Ezek az eredmények szintén alátámasztják

azt a fenti tapasztalatunkat, miszerint a javasolt becslési módszer szerint a portartalom számítása kevésbé megbízható. (A becslési eljárás kidolgozása során – a fentiekben leírtakhoz hasonlóan – megkíséreltük olyan pedotranszfer függvények kidolgozását is, melyekben az ISO/DIS agyag- és portartalmat, vagy a por- és homoktartalmat becsültük az MSZ frakciók és az alapvizsgálati paraméterek ismeretében, és a harmadik homok- vagy agyagfrakciót számítottuk az összegek 100%-ból történő kivonásával, azonban ezek a változatok a bemutatott konverziós függvényeknél rendre gyengébb hatékonyságot mutattak.)

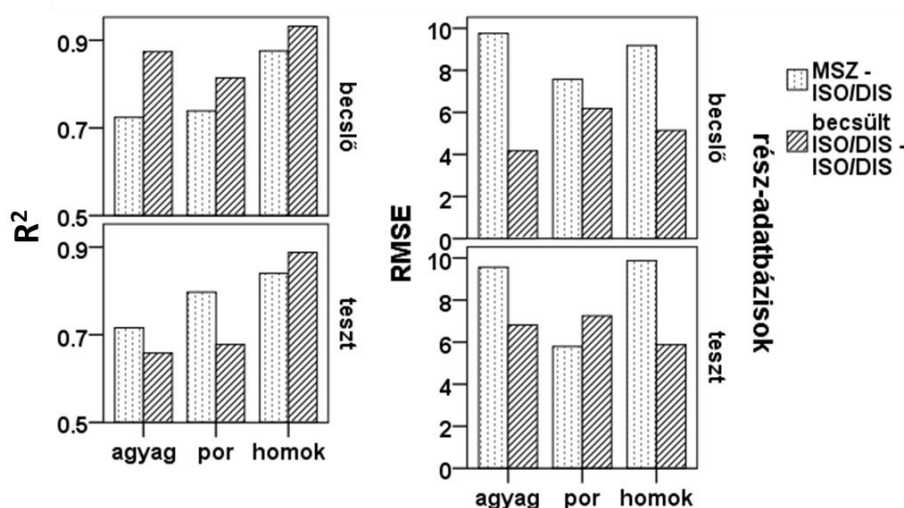
Meg kell jegyeznünk ugyanakkor – az ide vonatkozó kutatási tapasztalatok alapján –, hogy az  $R^2$  értékek kevésbé informatívak a MÖ frakció becslések megbízhatóságáról, hiszen nem tükrözik megfelelően a frakciók „alul- vagy „felülbecslését” (LIN, 1989; LIN et al., 2002; FISHER et al., 2017; MAKÓ et al., 2017).

19. táblázat

Az ISO/DIS agyag-, por és homokfrakciók becslésére javasolt pedotranszfer függvények

$\text{becsült agyag}_{\text{ISO/DIS}}^* = 64,501 + 0,013 * (\text{agyag}_{\text{MSZ}})^2 - 641,424 * (1 / \text{por}_{\text{MSZ}}) - 0,019 * (\text{agyag}_{\text{MSZ}} * \text{por}_{\text{MSZ}}) + 0,011 * (\text{mész})^2 - 0,100 * (\text{homok}_{\text{MSZ}} * \text{humusz}) - 0,214 * (\text{pH}_{\text{DV}})^2 + 2,977 * (1 / \text{humusz}) - 0,090 * (\text{por}_{\text{MSZ}} * \text{humusz}) + 1,212 * (\text{pH}_{\text{DV}} * \text{humusz}) - 0,007 * (\text{homok}_{\text{MSZ}} * \text{mész}) - 0,009 * (\text{por}_{\text{MSZ}} * \text{homok}_{\text{MSZ}}) + 0,032 * (\text{agyag}_{\text{MSZ}} * \text{pH}_{\text{DV}}) - 0,859 * (\text{humusz})^2 + 0,002 * (1 / \text{mész}) + 4,868 * \text{humusz}.$
$\text{becsült homok}_{\text{ISO/DIS}} = -3,828 + 475,114 * (1 / \text{por}_{\text{MSZ}}) + 0,009 * (\text{homok}_{\text{MSZ}} * \text{mész}) - 0,008 * (\text{mész})^2 + 0,374 * \text{homok}_{\text{MSZ}} + 0,005 * (\text{agyag}_{\text{MSZ}} * \text{homok}_{\text{MSZ}}) - 0,002 * (\text{agyag}_{\text{MSZ}})^2 - 0,017 * (\text{homok}_{\text{MSZ}} * \text{humusz}) + 0,003 * (\text{homok}_{\text{MSZ}})^2.$
$\text{becsült por}_{\text{ISO/DIS}} = 100 - (\text{becsült agyag}_{\text{ISO/DIS}} + \text{becsült homok}_{\text{ISO/DIS}})$

\*agyag<sub>MSZ</sub>, por<sub>MSZ</sub>, homok<sub>MSZ</sub>: az MSZ módszerrel (MSZ-08.0205-78) mért MÖ frakciók (< 0,002 mm, 0,002-0,05 mm, > 0,05 mm) (%); humusz: humusz %; mész: CaCO<sub>3</sub> %; pH<sub>DV</sub>: desztillált vizes szuszpenzióban mért pH



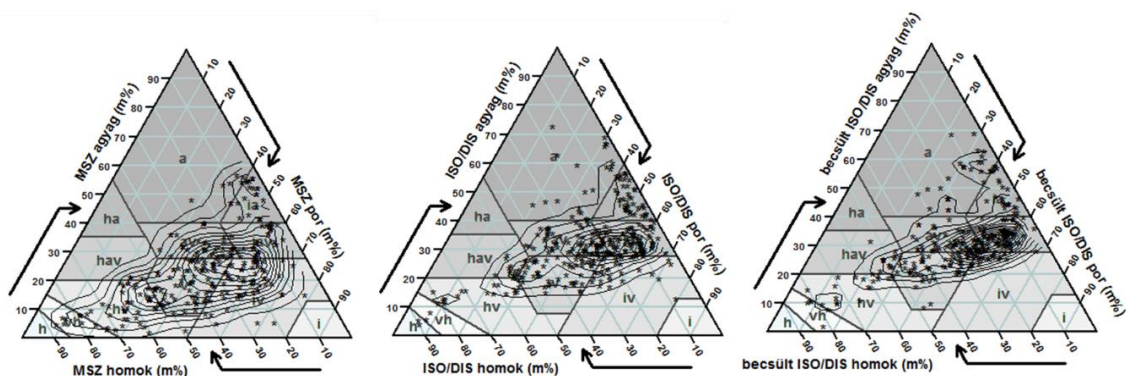
### Mechanikai összetétel frakciók

12. ábra

A javasolt konverziós egyenletek becslési pontosságának és megbízhatóságának bemutatása ( $R^2$ : a mért MSZ és ISO/DIS frakciók, illetve az MSZ frakciókból becsült és mért ISO/DIS frakciók közötti determinációs koefficiens; RMSE: a mért MSZ és ISO/DIS frakciók, illetve az MSZ frakciókból becsült és mért ISO/DIS frakciók közötti átlagos négyzetes eltérés négyzetgyöke (m%))

Egy másik lehetőség a konverziós becslő egyenletek kiértékelésére az, amikor az agyag-, por- és homokfrakciókat összevonva együtt értékeljük úgy, hogy a talajokat elhelyezzük az USDA háromszögdiagramon és vizsgáljuk a fizikai féleség kategóriák egymásnak való megfeleltethetőségét. A 13. ábrán az MSZ és ISO/DIS módszerekkel mért, illetve a konverziós egyenletekkel MSZ frakciókból számított ISO/DIS MÖ adatokat helyeztük el háromszögdiagramokon. A diagramok alapján megállapítható, hogy a mért adatpontok térbeli szerkezete az MSZ és az ISO/DIS módszerek esetében meglehetősen eltérő. Az MSZ módszer szerint a legtöbb talaj a vályog (77 db), az iszapos vályog (77 db) és a homokos vályog (48 db) fizikai féleség kategóriába sorolható, míg az ISO/DIS mérési pontok zöme az iszapos agyagos vályog (93 db), az agyagos vályog (72 db) és a vályog (54 db) kategóriába oszthatók. A becslt ISO/DIS MÖ adatok szerkezete közelít a mért ISO/DIS adatszerkezethez, bár annál kicsit koncentráltabb: az iszapos agyagos vályog (104 db), az agyagos vályog (70 db) és a vályog (54 db) fizikai féleség kategóriák az uralkodóak itt is. Elmondható, hogy a két módszerrel mért MÖ adatok alapján osztályozott fizikai féleség kategóriák egymással 40,1%-os egyezést mutattak, míg a mért és MSZ MÖ-ből konverziós egyenletekkel becslt ISO/DIS adatok alapján megállapított fizikai féleség kategóriák egyezősége 66,7%-os volt.

A „megegyezőségi mátrix” jól mutatja, hogy a javasolt becslési módszerrel jelentős mértékű hasonlóság-javulás érhető el az MSZ és az ISO/DIS adatállományok közt. Ez az összehasonlító módszer azonban inkább kvalitatívnak tekinthető; nem tájékoztat arról, hogy ha különböző fizikai féleség kategóriákba sorolódnak a különböző módszerekkel mért illetve becslt adatok, akkor az eltérés a pontpárok között mekkora. Erre a célra végeztük el a távolság számításokat, melynek eredményeit a 14. ábrán mutatjuk be. Az MSZ – ISO/DIS összehasonlításban általában nagyobb a pontpárok egymástól való távolsága (az átlagos távolság 9,0 (max. 40,3; min. 0,8), míg az MSZ-ből konverziós egyenlettel becslt ISO/DIS – ISO/DIS összehasonlításban 5,5 (max. 32,3; min. 0,3)). Az általunk vizsgált mintáknál tehát általánosságban elmondható, hogy – a konverziós egyenletek alkalmazásával az összes fizikai féleség kategóriában jelentősen javul az MSZ és ISO/DIS módszerekkel mért eredmények egyezősége.

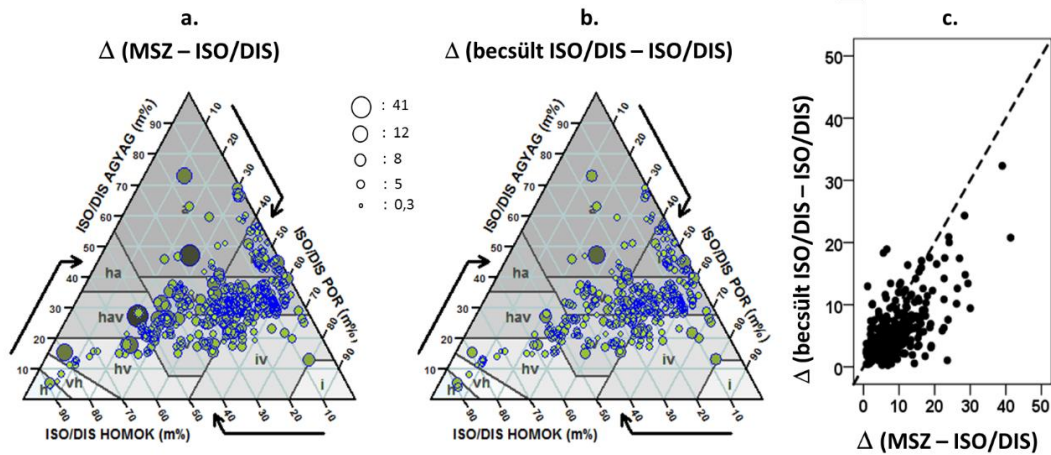


13. ábra

A különféle módszerekkel mért és a konverziós egyenletekkel becslt mechanikai összetétel eredmények összehasonlítása USDA háromszögdiagramokon, a Kernel sűrűségfüggvény ábrázolásával

Végül megvizsgáltuk, hogy milyen a javasolt pedotranszfer függvény segítségével ISO/DIS adatokká átkonvertált agyagtartalmak kapcsolata az Arany-féle kötöttséggel és a Sík-féle higroszkóposzággal. Megállapítható, hogy a regressziós kapcsolatok a konverzió hatására kis mértékben szintén javultak ( $K_A$ -agyag<sub>MSZ</sub>:  $R^2=0,45$ ;  $K_A$ -agyag<sub>becsült ISO/DIS</sub>:  $R^2=0,51$ ;  $hy_1$ -agyag<sub>MSZ</sub>:  $R^2=0,65$ ;  $hy_1$ -agyag<sub>becsült ISO/DIS</sub>:  $R^2=0,73$ ). Ez azt mutatja, hogy ha a becslési módszer az ISO/DIS mérési módszert pontosságában nem is képes kiváltani, de használata kutatási munkákban, összehasonlító vizsgálatokban mindenképp javasolható, amennyiben csak az MSZ

MÖ vizsgálatra van lehetőségünk, vagy régebben mért MSZ MÖ adatok állnak rendelkezésünkre.



14. ábra

A MÖ pontpárok térbeli távolsága a.) az MSZ MÖ és ISO/DIS MÖ, valamint b.) MSZ MÖ-ből pedotranszfer függvényt konvertált ISO/DIS és mért ISO/DIS MÖ háromszögdiagramokon ábrázolva (a nagyobb buborékok az egymástól messzebb, a kisebbek az egymáshoz közelebb elhelyezkedő pontpárokat jelölik), c.) a távolságok egymáshoz viszonyított aránya mintánként

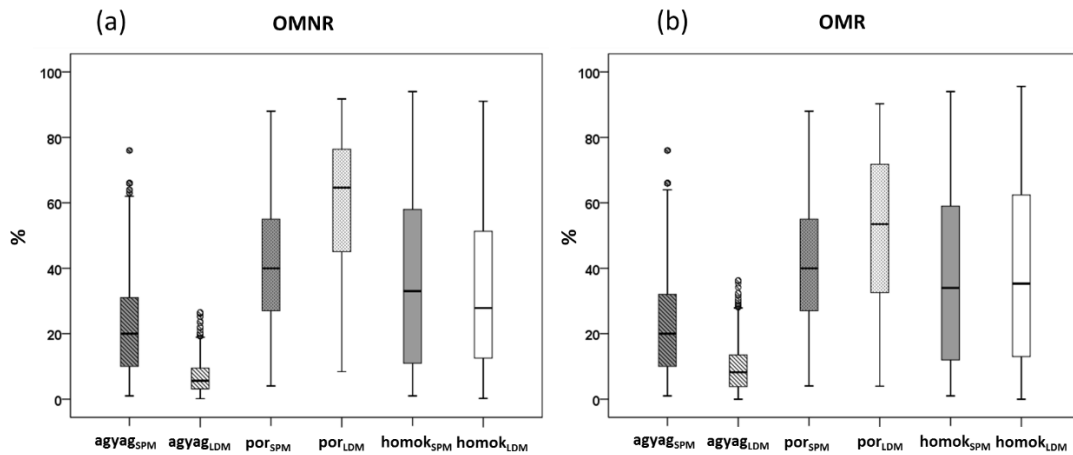
A kutatás következő szakaszában tovább kívánjuk pontosítani mind az ISO/DIS mérési módszert, mind pedig a konverzió lehetőségét. Többek közt arra keressük a választ, hogy mivel magyarázható a mérési eljárás során tapasztalható (néhány esetben igen nagymértékű) előkészítési veszteség, mennyire függ ez a talajok genetikai típusától, talajsvány-összetételétől és az egyéb talajtulajdonságoktól. Vizsgálni kívánjuk továbbá, hogy a MSZ–ISO/DIS MÖ konverzió mennyiben tehető pontosabbá, megbízhatóbbá egyéb talajtulajdonságok ismeretében, illetve hogy a talajok aggregátum-stabilitását kifejező egyéb mérőszámok milyen összefüggést mutatnak a két módszerrel mért MÖ eredmények eltéréseivel.

#### 4.1.2. Az ISO módszertan szerinti SPM és LDM MÖ vizsgálatok összehasonlításának eredményei

##### 4.1.2.1. A különböző módszerekkel mért MÖ adatok összehasonlítása és a szerves anyag eltávolítás hatásának értékelése

A vizsgálatokba vont talajminták a fontosabb fizikai és kémiai tulajdonságaikat tekintve nagymértékű variabilitást mutatnak (9. táblázat). A 15. ábra boxplot diagramjain bemutatom az SPM és az – előkezelések nélkül (OMNR) és előkezelésekkel (OMR) végzett – LDM MÖ mérések eredményeit. A talajminták átlagos agyag- (<2 μm), por- (2–63 μm) és homoktartalma (>63 μm) az SPM szerint 22,3; 41,7 és 36,0%, míg az LDM szerint előkezelés nélkül (OMNR) 6,9; 59,8 és 33,3%, előkezeléssel 9,6; 51,8 és 38,6% volt. (A szemcsefrakció-határok az ISO

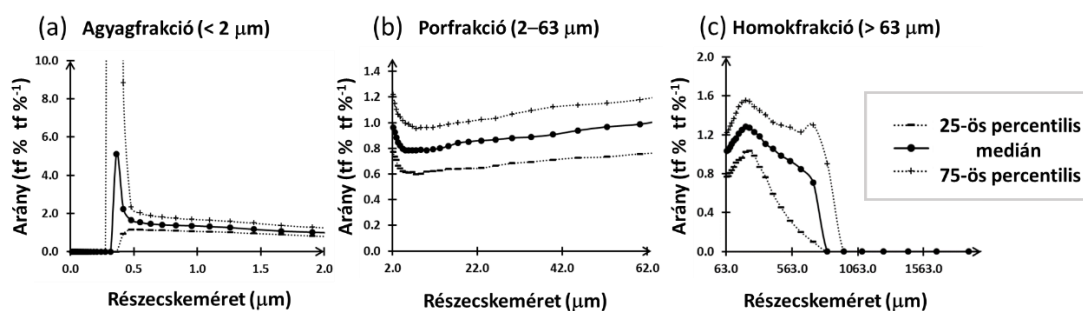
szabványhoz igazodnak; a megfelelő LDM frakciókat a mért 100 alfrakcióból számoltuk lineáris interpolációval).



15. ábra

A különböző módszerekkel (SPM: szítás-pipettás módszer; LDM: lézerdiffrakciós módszer) és különféle előkezelésekkel (OMNR: szerves anyag eltávolítása nélkül, OMR: szerves anyag eltávolításával) mért talaj szemcsefrakciók interkvartilis tartományainak összehasonlítása

A 15. ábrán bemutatott eredmények megerősítették azt a szakirodalmi tapasztalatot, hogy az LDM szerint mért MÖ általában alulbecsli az agyagtartalmat és felülbecsli a portartalmat az SPM szerinti mérések eredményeihez viszonyítva (pl. KONERT & VANDENBERGHE, 1997; BEUSELINCK et al., 1998; ESHEL et al., 2004; YANG et al., 2015). A vizsgált talajminták esetében az LDM előkezelés nélkül (OMNR) átlagosan 69,3%-kal alulbecsülte az agyagtartalmat és 43,5%-kal felülbecsülte a portartalmat, míg előkezeléssel (OMR) 57,2%-os volt az agyagtartalom alul- és 26,2%-os a portartalom felülbecslése. A homok<sub>LDM</sub> a homok<sub>SPM</sub>-hez képest az OMNR esetében kismértékben (7,4%) alulbecsült, míg az OMR esetében ugyancsak kismértékben (5,7%) felülbecsült volt. (A mért frakciók interkvartilis tartományai is nagy különbségeket mutattak.)

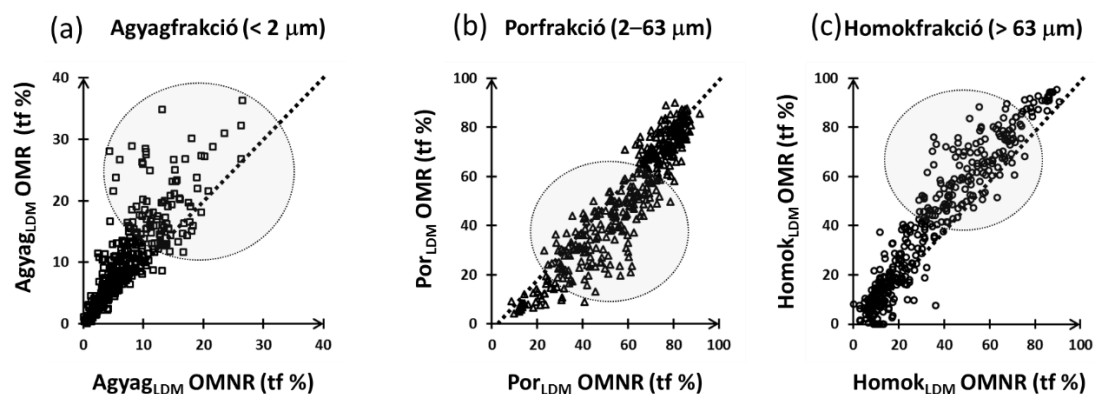


16. ábra

Az egyes LDM „részfrakciók” két különböző előkezelés (OMR és OMNR) után mért térfogatszázalékos mennyiségének hányadosai (mediánok és interkvartilis tartományok) az (a) agyag-, (b) por- és (c) homokfrakciók mérettartományában

A 15. ábra bemutatja a különbségeket a különböző előkezelések utáni LDM MÖ eredmények közt: az előkezelések kismértékben megváltoztatják az agyag-, por- és homokfrakciók arányát. A 16. ábrán LDM „részfrakciónként” az előkezelések hatását. Kiszámoltuk az egyes

„részfrakciók” két előkezelés után (OMR és OMNR) mért mennyiségének (térfogat %) hányadosait, majd ábrázoltuk a hányadosok interkvartilis tartományait. A szerves anyag eltávolítása után általában nagyobb agyagtartalmat (hányados  $> 1$ ) és kisebb portartalmat (hányados  $< 1$ ) mértünk. Az agyagtartalom különösképpen a 0,3–0,5  $\mu\text{m}$ -es mérettartományban nőtt meg a szerves anyag eltávolítása után, míg a portartalomban a legnagyobb mértékű csökkenést a 2–20  $\mu\text{m}$ -es mérettartományban tapasztaltuk. A homoktartalom a kisebb mérettartományokban (63–478  $\mu\text{m}$ ) növekedett, a nagyobb mérettartományokban ( $> 478 \mu\text{m}$ ) csökkent a szerves anyag eltávolításának hatására. A 17. ábra szintén az előkezelések hatását mutatja be az LDM agyag-, por- és homokfrakciók esetében. Az OMNR és OMR agyagfrakciók közti különbségek az agyagtartalom növekedésével nőttek (17(a). ábra). Az LDM mérések ugyanakkor kisebb portartalmat és nagyobb homoktartalmat eredményeznek a szerves anyag eltávolítása után a közepes por- és homoktartalmú talajoknál (17(b,c). ábra). (A nagyobb eltéréseket mutató tartományokat az ábrákon szürke körökkel jelöltem.)



17. ábra

A szerves anyag eltávolításával (OMR) és eltávolítása nélkül (OMNR) mért LDM (a) agyag-, (b) por- és (c) homokfrakciók összehasonlítása (a szürke körök a nagyobb eltéréseket mutató, problematikus mérettartományokat jelölik)

Látható, hogy a szerves anyag eltávolítása jelentősen befolyásolta az általunk mért LDM MÖ eredményeket, szemben pl. BEUSELINCK és munkatársai (1998) tapasztalataival. Az OMNR és OMR LDM MÖ adatok közti különbségek feltehetően a mérések során megmaradó/kialakuló „pseudofrakciókkal” magyarázhatóak: az apró elemi részecskéket a szerves kolloidok vagy az organominerális kolloidális szerkezetek gyakran összecementálják mikroaggregátumokká, amelyek ellenállhatnak a fizikai (ultrahang + keverés) és kémiai (Calgon) diszpergáló hatásoknak (FEDOTOV et al., 2007). Ezekben a mikroaggregátumokban az agyagfrakció egy része valószínűleg organominerális kötésben maradt és a mikroaggregátumokat por- vagy homokfrakciónak határoztuk meg az LDM OMNR vizsgálatok során. A 16. ábra alapján is arra következtethetünk, hogy a homokfrakciót megváltoztatta a  $\text{H}_2\text{O}_2$  előkezelés: a nagyobb aggregátumok, melyeket az LDM OMNR mérések során nagy homokszemcsékként határoztunk meg, az LDM OMR mérések során szétestek és a keletkező részecskék az agyag, por és kisebb méretű homok „részfrakciók” mennyiségét növelték meg.

Eredményeink ellentétesek DI STEFANO és munkatársai (2010) tapasztalataival, akik az LDM mérések során nem tudták igazolni a szerves anyag eltávolítás hatását a mért portartalomra. Ugyanakkor SHEIN és munkatársai (2006) egy tipikus csernozjom talaj esetében kimutatták a vízben stabil mikroaggregátumok jelenlétét a durva porfrakcióban (10–50  $\mu\text{m}$ ). Igazolták a mikroaggregátumok fokozatos szétesését a különböző előkezelések hatására és feltételezték, hogy az aggregáció fokozatos csökkenése a talajtípus (illetve az általa képviselt fizikai és

kémiai tulajdonságok) függvénye. Feltehetően a mi adatállományunk esetében is talajtípusonként változott az előkezelések talajszerkezet-romboló hatása, és a szerves anyag eltávolítása nélkül (talajféleségenként eltérő mértékben) a mikroaggregátumokba bezártan maradt az agyagtartalom egy része. Mindez megmagyarázhatja a mért OMNR és OMR agyagtartalmak nagymértékű szórását (17. ábra).

#### 4.1.2.2. *Javaslat a módosított LDM szemcsefrakció-mérethatárokra*

A lézerdiffrakciós módszerrel mért agyag-, por- és homokfrakciók optimális mérethatárainak meghatározására a LIN (1989) által javasolt statisztikai eljárás jól használható módszernek bizonyult a LUCAS adatbázis esetében. A Lin-féle konkordancia korrelációs koefficiens (CCC) elemzések eredményeit a 18. ábrán foglaltam össze.

A Lin-féle CCC értékek alapján optimalizált agyag/por frakcióhatárt a 18a. ábrán mutatom be. Az optimalizálás során az SPM és LDM szerint mért agyag- és a porfrakciókat hasonlítottuk össze. A talaj szerves anyagának eltávolítása nélküli (OMNR) LDM méréseknél az agyagfrakciók összehasonlításakor a legnagyobb CCC értéket ( $CCC_{\text{agyag}}$ : 0,87) abban az esetben érték el, amikor az LDM agyagfrakció felső határának a  $6,6 \mu\text{m}$ -t adtuk meg. A szerves anyag eltávolítása esetén az optimális agyag/por szemcsefrakció-határ az  $5,8 \mu\text{m}$  volt ( $CCC_{\text{agyag}}$ : 0,89). A 18a. ábrán az is jól látható, hogy  $6,6$  illetve  $5,8 \mu\text{m}$ -es szemcsefrakció-határ optimálisnak tekinthető a porfrakció alsó hataraként is ( $CCC_{\text{por}}$ : 0,83 és 0,91 az OMNR, illetve az OMR esetében).

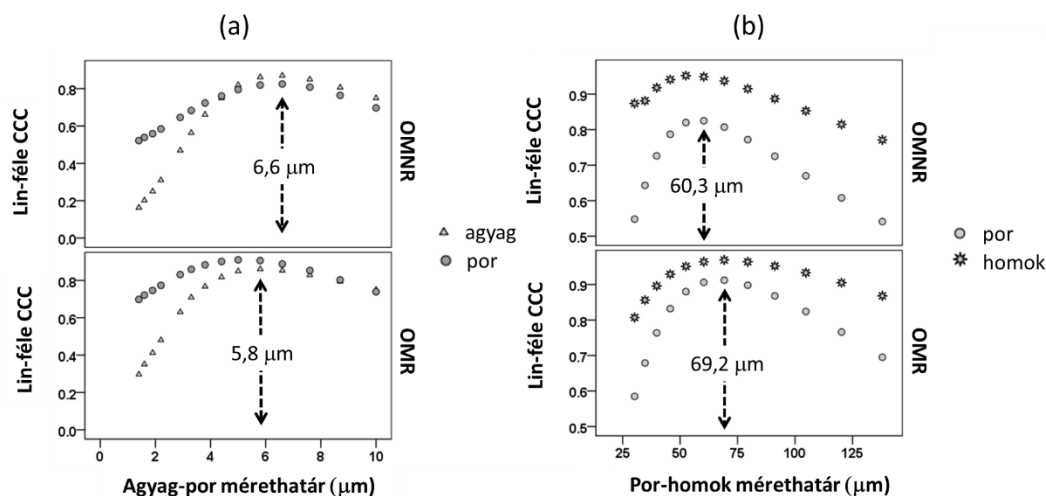
Tapasztalataink jó összhangot mutatnak más szerzők eredményeivel, akik szerint az LDM mérések során tapasztalt agyagtartalom alulbecslések jól kompenzálhatók az agyag/por szemcsefrakció-határ módosításával. KONERT és VANDENBERGHE (1997) véletlenszerűen kiválasztott, főként folyami, tavi és eolikus üledéken kialakult talajmintákon végzett vizsgálatait során az általunk javasoltnál kissé nagyobb,  $8 \mu\text{m}$ -es optimális LDM agyag/por szemcsefrakció-határt állapított meg. Ezzel a  $8 \mu\text{m}$ -es LDM agyag/por határral dolgoztak többek közt CENTERI és munkatársai (2015) és FENTON és munkatársai (2015) is. VANDECASTEELE és DE VOS (2001) a  $0\text{--}6 \mu\text{m}$ -es LDM agyagfrakciót találták a legmegfelelőbbnek egy belga talajadatbázison. Mind a holland, mind pedig a belga vizsgálatok során eltávolították a talaj szerves anyag tartalmát (OMR) az LDM mérések előtt. PABST és munkatársai (2000) kaolinnal és egyéb agyagos üledékekkel végeztek összehasonlító SPM és LDM MÖ méréseket és azt tapasztalták, hogy az SPM során leválasztott agyagfrakciók főként  $3\text{--}5 \mu\text{m}$ -es agyaglemezeket tartalmaztak. BUURMAN és munkatársai (2001) arra hívták fel a figyelmet, hogy üledék típustól függően változhat az optimális agyag/por szemcsefrakció-határ  $2$  és  $8 \mu\text{m}$  között.

Egy valószínű magyarázat lehet a nagyobb agyag/por szemcsefrakció-határra a lemezezske formájú agyagásványok lassabb ülepedése. Ebből adódóan az SPM felülbecsli a tényleges agyagfrakció mennyiséget, míg az LDM viszont alulbecsli a lézersugár útjába véletlenszerű irányultságban (szélsőséges esetekben lapjával vagy élével) bekerülő lemezes részecskéket (LIEB et al., 2012). Az SPM esetében az agyagfrakció felülbecslésének oka lehet a részecskék változó sűrűsége is (ESHEL et al., 2004), mely főként az ásványi összetétel és a humusztartalom függvénye. Az SPM általában nem veszi figyelembe az ülepedő talajrészecskék tényleges sűrűségét, így az ISO szabvány is csak a talajok átlagsűrűsége alapján számolja az ülepedési sebességet.

A kétféle előkezelés (OMNR és OMR) eltérő optimális agyag/por szemcsefrakció-határát magyarázhatják a szerves anyag eltávolítása során bekövetkező ásványi átalakulások. A  $\text{H}_2\text{O}_2$  erőteljes oxidáló hatása és a szerves anyag eltávolítás utolsó szakaszában (a hidrogénperoxid elbontására alkalmazott) hőkezelés jelentősen megváltoztathatja a talaj tulajdonságait (SHEIN, 2009). Az agyagásványok, különösképpen a duzzadó agyagásványok átalakulhatnak a szerves



anyag eltávolítása során (BALÁZS et al., 2011), és az agyagásvány lemezkék esetleges „eróziója” vezethet a kisebb (5,8  $\mu\text{m}$ -es) szemcsefrakció-határhoz. A hipotézis igazolásához azonban még további kutatásokra van szükség.



18. ábra

Az LDM és SPM MÖ mérések Lin-féle konkordancia korrelációs koefficiens (CCC) értékei alapján optimalizált (a) agyag/por és (b) por/homok szemcsefrakció határok (OMNR: szerves anyag eltávolítás nélkül; OMR: szerves anyag eltávolításával az LDM mérések során). Az y tengelyen tüntettük fel a Lin-féle CCC értékeket (a) 14-féle LDM agyagfrakcióra (felső határt 1,4 – 10,0  $\mu\text{m}$  közt változtatva) és az SPM agyagfrakcióra (0–2  $\mu\text{m}$ ), illetve a (b) 12-féle LDM homokfrakcióra (az alsó határt 30,2 – 138,4  $\mu\text{m}$  közt változtatva) és az SPM homokfrakcióra (63–2000  $\mu\text{m}$ )

A 18b. ábra a Lin-féle CCC alapján optimalizált por/homok szemcsefrakció-határokat mutatja be. A CCC értékek maximumát (az SPM és LDM mérések eredményeinek legjobb egyezése) 60,3–2000  $\mu\text{m}$ -es (OMNR), illetve a 69,2–2000  $\mu\text{m}$ -es (OMR) LDM homokfrakció esetében tapasztaltuk ( $\text{CCC}_{\text{homok}}$ : 0,95 és 0,97 az OMNR és az OMR méréseknél). Az ábrán az is látható, hogy a homokfrakció 60,3 és 69,2  $\mu\text{m}$ -es alsó határa elfogadható az LDM porfrakció felső határaként is ( $\text{CCC}_{\text{por}}$ : 0,83 és 0,91 az OMNR és az OMR méréseknél).

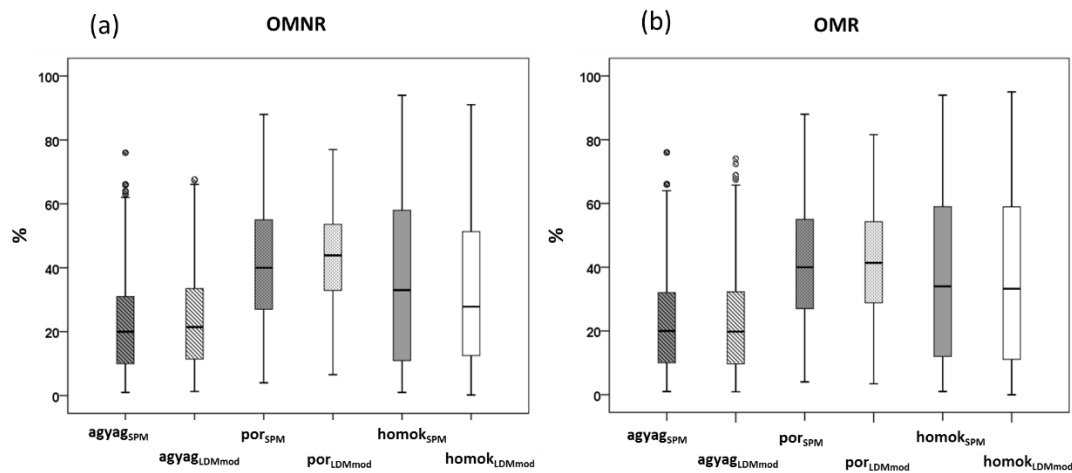
További statisztikai vizsgálataink során a fenti agyag/por (OMNR: 6,6  $\mu\text{m}$ ; OMR: 5,8  $\mu\text{m}$ ) és por/homok (OMNR: 60,3  $\mu\text{m}$ ; OMR: 69,2  $\mu\text{m}$ ) LDM szemcsefrakció-határokat használtuk „módosított LDM frakcióhatárok”-ként, míg a 2  $\mu\text{m}$  és a 63  $\mu\text{m}$  szemcsefrakció-határokat „nem módosított LDM frakcióhatárok”-ként definiáltuk.

A 19. ábrán az SPM és az LDM MÖ eredményeket hasonlítottuk össze, most már a módosított szemcsefrakció-határok alkalmazásával. Jól látható, hogy a különböző mérési módszerekkel (SPM és LDM) meghatározott szemcsefrakciók mennyisége a frakcióhatárok módosítása után sokkal inkább hasonlónak vált egymáshoz, mint a frakcióhatár módosítása nélkül (15. ábra). Az SPM és az LDM módszerrel mért szemcsefrakciók ( $\text{agyag}_{\text{SPM}}$ ,  $\text{por}_{\text{SPM}}$  és  $\text{homok}_{\text{SPM}}$ , illetve  $\text{agyag}_{\text{LDMmod}}$ ,  $\text{por}_{\text{LDMmod}}$  és  $\text{homok}_{\text{LDMmod}}$ ) mennyisége jobban hasonlított egymáshoz az

előkezelte (OMR) minták esetében, ami nem meglepő, hiszen az SPM mérések előtt is eltávolítottuk a talajok szerves anyag tartalmát.

#### 4.1.2.3. Az LDM MÖ – SPM MÖ konverziót lehetővé tevő pedotranszfer függvények

Az SPM és a „nyers” (nem módosított LDM frakcióhatárokkal számított: **0A**), illetve a módosított (módosított LDM frakcióhatárokkal számított: **0B**) LDM MÖ eredmények összehasonlító statisztikai vizsgálata azt mutatta, hogy (1) a 0A esetben az agyag- és porfrakciónál az előkezelések szignifikánsan csökkentették az RMSE értékeket (20b,d. ábra), míg a determinációs koefficiensek ( $R^2$ ) kismértékben növekedtek (20a,c. ábra); (2) a szemcsefrakció-határok módosításával (0B) az agyag- és porfrakciónál szignifikánsan csökkentek az RMSE értékek (20b,d. ábra), és növekedtek az  $R^2$  értékek (20a,c. ábra) mind az OMNR, mind pedig az OMR adatállomány esetében; (3) a mért SPM és LDM adatok között a legszorosabb korrelációt a homok-, a leggyengébbet az agyagfrakció esetében tapasztaltuk (20a,c,e. ábra), összhangban más szerzők (pl. RYŻAK & BIEGANOWSKI, 2010; LIEB et al., 2012) eredményeivel; (4) a szemcsefrakció-határok módosítása az OMNR agyag- és OMR porfrakciók esetében okozta az  $R^2$  értékek legnagyobb arányú növekedését (20a,c. ábra).



19. ábra

A különböző módszerekkel (SPM: szítás-pipettás módszer; LDM: lézerdiffrakciós módszer) és különféle előkezelésekkel (OMNR: szerves anyag eltávolítása nélkül, OMR: szerves anyag eltávolításával) mért talaj szemcsefrakciók interkvartilis tartományainak összehasonlítása a szemcsefrakció-határok változtatása után

A továbbiakban a becslő adatállományokon lineáris regressziós módszerrel fejlesztettünk konverziós függvényeket. A konverziós függvények (PTF-ek) „teljesítményének” összehasonlító vizsgálata azt mutatta, hogy a szemcsefrakció-határ megváltoztatásával meghatározott LDM eredmények ( $LDM_{mod}$ ) és a rutin talajtani alapvizsgálatok (OC,  $CaCO_3$ ,  $pH(H_2O)$ ) adatainak felhasználásával képzett konverziós függvények (PTF(6)) szolgáltatják a legpontosabb becsléseket: ezek eredményezték a legkisebb RMSE (20b,d. ábra) és a legnagyobb  $R^2$  értékeket (20a,c. ábra).

A javasolt konverziós függvények alkalmasak arra is, hogy megszüntessék a szerves anyag eltávolításának (előkezelés) becslési eredményesség növelő hatását: a PTF(6) alkalmazásával nagyobb  $R^2$  és kisebb RMSE értékeket értünk el az OMNR adatállományon, mint az OMR mérési adatoknál (20. ábra).

A további statisztikai elemzések során már csak azokkal a PTF-ekkel foglalkoztunk, amelyek a legegyszerűbbek voltak és a legkevesebb input adatot igényelték (PTF (1) és PTF (2)),

illetve amelyek a becslő adatállományokon a legpontosabb becslést mutatták (PTF (4) és PTF (6)). Ezeknek a konverziós függvényeknek a „teljesítményét” a teszt adatbázison, vagyis a PTF-ek megbízhatóságát a 21. ábrán mutatom be. Megállapíthatjuk, hogy míg a becslő adatbázison a PTF (6) szignifikánsan a legpontosabb becsléseket adta, addig a teszt adatbázison a PTF (6) ugyan szintén a legpontosabbnak mutatkozott, de nem volt igazolható különbség a PTF (4) és a (PTF (6) közt sem az  $R^2$  értékek (21a,c,e. ábra), sem pedig az RMSE értékek (21b,d,f. ábra) tekintetében.

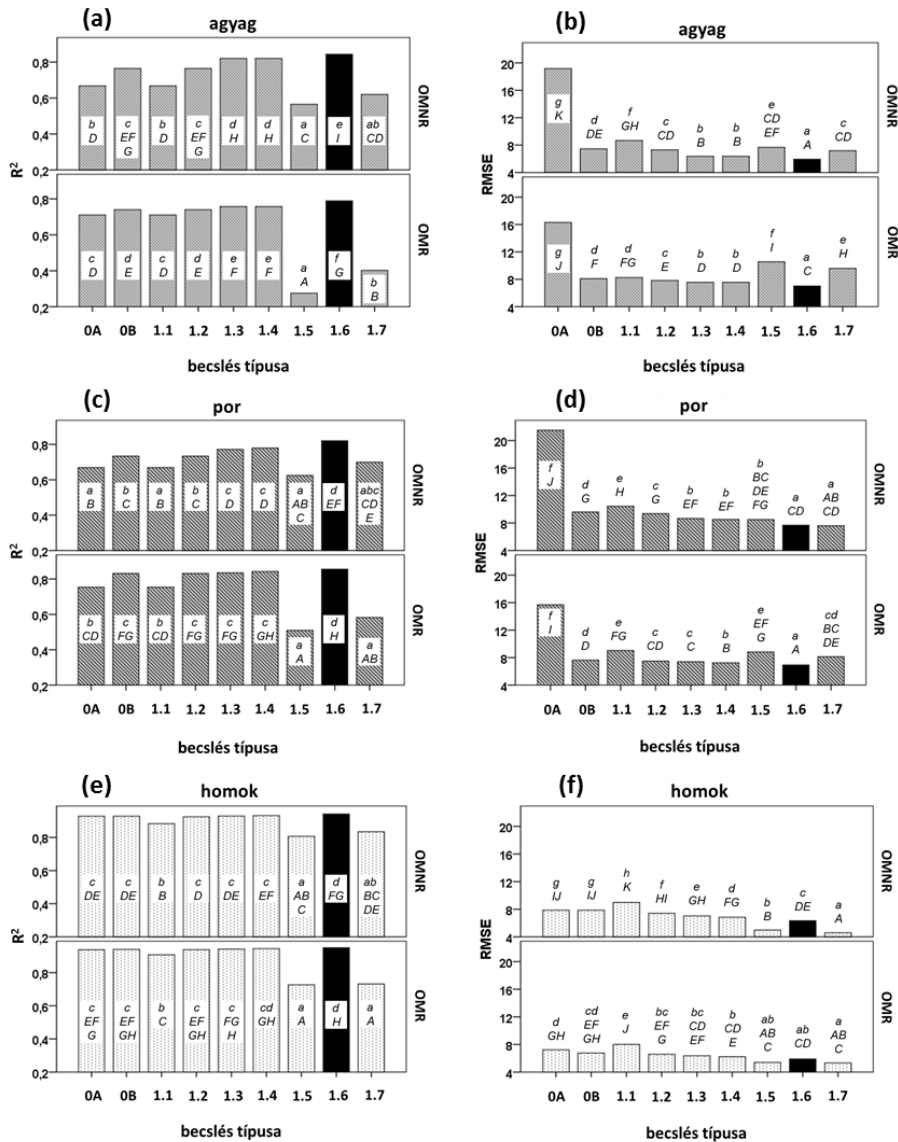
A 22. ábrán USDA fizikai féleség háromszögdiagramokon ábrázoltuk a vizsgált talajok mért és becsült szemcseméret-eloszlását. Az ábra alapján is elmondható, hogy az SPM és LDM MÖ eredmények jelentősen eltértek egymástól mindkét előkészítési mód (OMNR és OMR) esetében (22a,c. ábra). A szemcsefrakció-határok megváltoztatása látványosan javította a talajok SPM és LDM szemcseméret-eloszlás képének hasonlóságát (22b,d. ábra). A szemcseeloszlások a legszorosabb egyezést abban az esetben mutatták, amikor az SPM MÖ adatokat a legeredményesebb konverziós függvénnyel (PTF (6)) becsült MÖ adatokkal ( $SPM_{\text{becsült}}$ ) vetettük össze (22e,f. ábra).

A 22. ábrán a teljes talajadatbázisra vonatkozó szemcseméret-eloszlásokat mutattuk be, a fizikai féleségek egyezőségének vizsgálatára szolgáló statisztikai elemzéseinkhez azonban a továbbiakban csak a teszt adatállományokon dolgoztunk. Vizsgáltuk a PTF (1), PTF (2), PTF (4) és a PTF (6) megbízhatóságát abból a szempontból, hogy az általuk becsült MÖ eredmények alapján megállapított fizikai féleség kategóriák hány százaléka egyezik meg az SPM mérések szerinti kategóriákkal. A legnagyobb egyezést a PTF (6) alapján történt konverzió esetében tapasztaltuk (~ 62%), azonban az egyezések számában nem mutatkozott szignifikáns különbség a PTF (2), a PTF (4) és a PTF (6) között (23. ábra).

A fenti vizsgálatok alapján az LDM MÖ – SPM MÖ konverzióra az alábbi javaslatokat tettük:

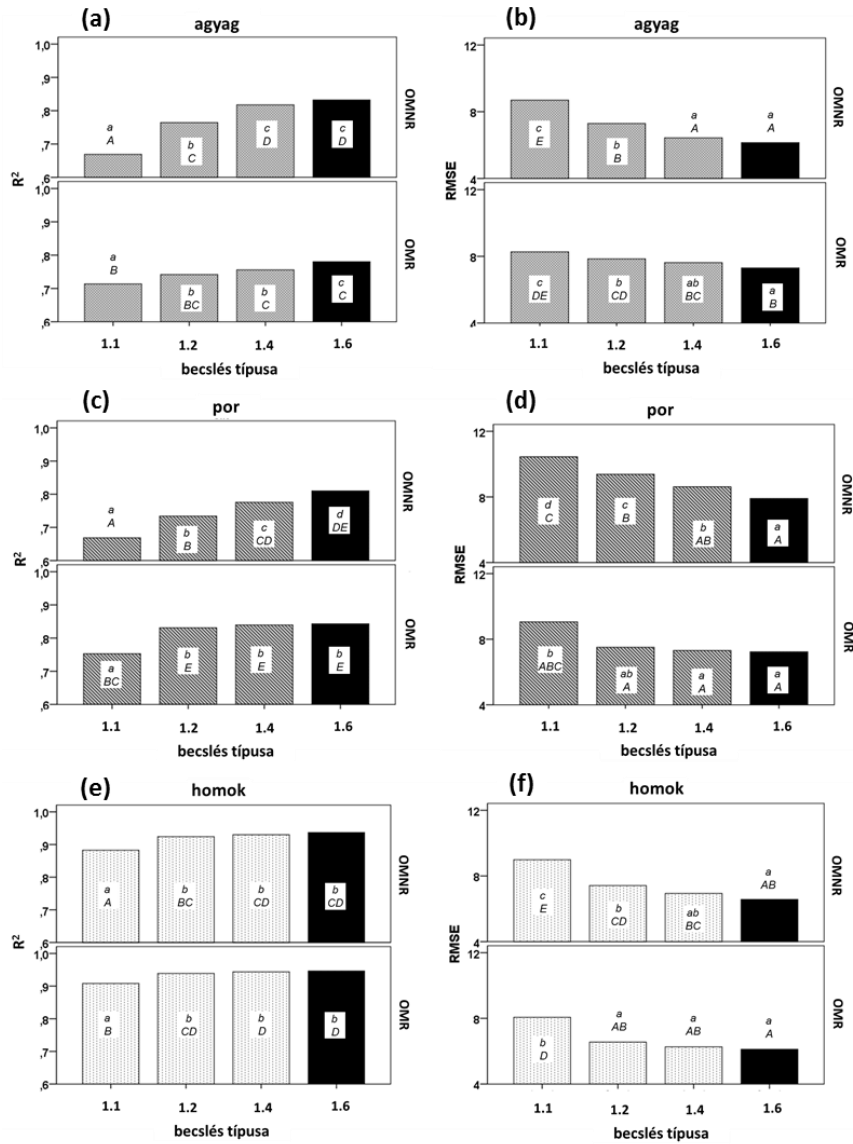
- Kétféle pedotranszfer függvény „készletet” készítettünk a reprezentatív európai talajmintákon végzett mérések alapján: (1) az egyik fajta PTF-sorozatot abban az esetben használhatjuk kontinentális léptékű SPM MÖ becslésekre, amikor az LDM MÖ méréseket előkezelés (szerves anyag eltávolítás) nélkül végeztük el (OMNR); (2) a másik PTF sorozat a szerves anyag eltávolítás utáni (OMR) LDM MÖ mérések esetében használható.
- Amennyiben rendelkezésünkre állnak a talajok alapvizsgálati eredményei is (OC,  $CaCO_3$  tartalom és  $pH(H_2O)$ ), a szerves anyag eltávolítása nélküli (OMNR) LDM MÖ mérési adatokból hasonló hatékonysággal becsülhetjük az SPM MÖ adatokat a megadott PTF-ek alapján, mint az előkezelés utáni (OMR) LDM MÖ adatokból. Így a szerves anyag eltávolításának hosszadalmas, fáradtságos és költséges folyamata elkerülhető az LDM MÖ mérések során.
- A megadott PTF-ekkel végzett konverzió pontossága és megbízhatósága nagymértékben függ az LDM MÖ mérések módszertanától. Mindenféle eltérés az általunk megadott előkészítési és LDM MÖ mérési módszertől megnöveli a becslések bizonytalanságát.
- A kontinentális skálán kidolgozott PTF-ek – a javasolt módszertan szerint – természetesen tovább javíthatók, finomíthatók a helyi adottságok (talajtípusok, talajhasználat, talajművelés stb. és/vagy meglévő másik LDM készülék, eltérő mérési, előkészítési módszertan) mellett mért adatokra épülő speciális adatbázisok alapján.
- A 20. táblázatban bemutatjuk az LDM MÖ ( $tf\%$ ) adatokból SPM MÖ (tömeg %) adatokat becslő, általunk javasolt konverziós függvényeket. Abban az esetben, amikor csak LDM MÖ (agyag-, por- és homoktartalom) adatok állnak rendelkezésünkre, az adatkonverzióra a PTF (2) használata javasolt (OMNR vagy OMR, az előkészítés

módjától függően). Ahol az LDM MÖ mérési adatokon túl a talajok alapvizsgálati eredményei (OC, CaCO<sub>3</sub> tartalom és pH(H<sub>2</sub>O)) is ismertek, ott a leghatékonyabb becslést a PTF (6) módszerrel végezhetjük (szintén az előkészítés módjától függően OMNR vagy OMR típusú becslőfüggvényekkel).



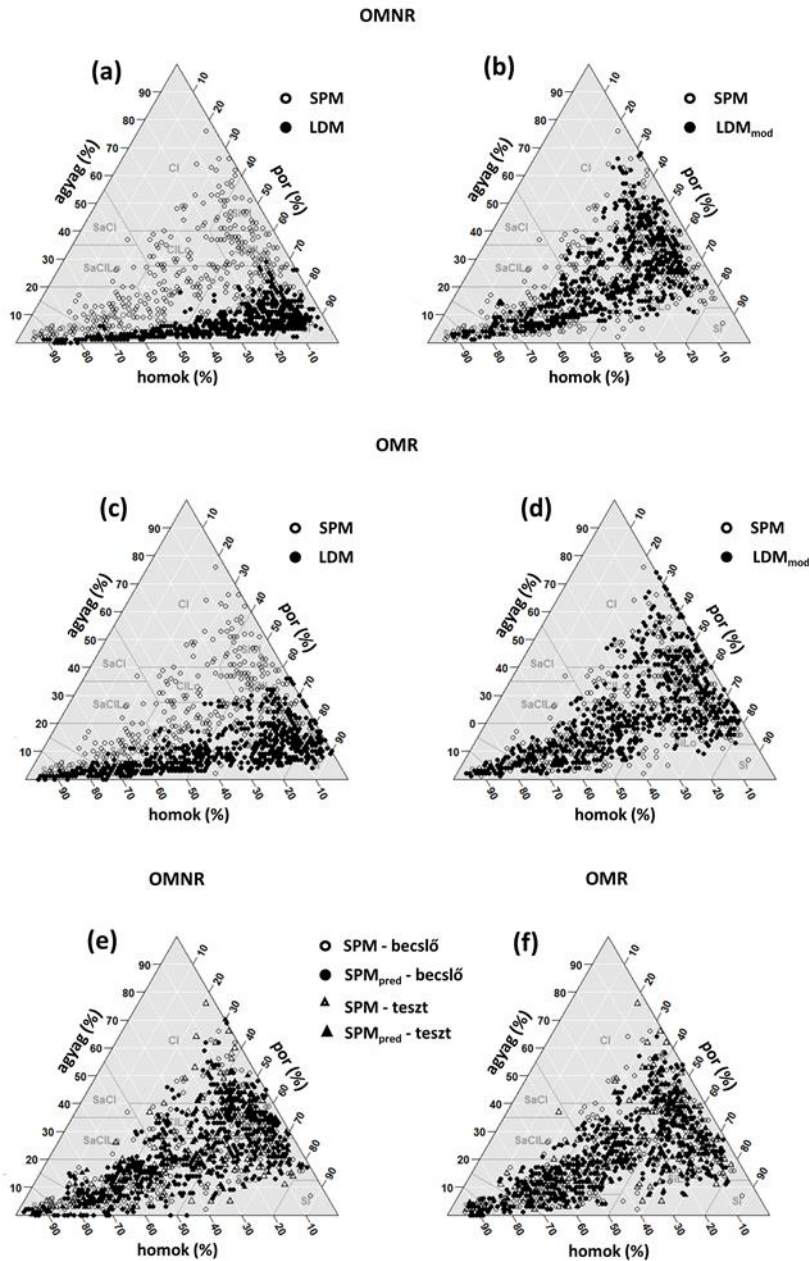
20. ábra

Az SPM MÖ szemcsefrakciók becslésére kifejlesztett pedotranszfer függvények pontosságának összehasonlítása az R<sup>2</sup> és RMSE (tömeg %) értékek alapján a becslő adatbázison: (a) agyag, R<sup>2</sup> (b) agyag, RMSE (c) por, R<sup>2</sup> (d) por, RMSE (e) homok, R<sup>2</sup> (f) homok, RMSE értékek a különböző előkezelések esetében (OMNR: szerves anyag eltávolítása nélkül és OMR: szerves anyag eltávolításával). Az egymástól szignifikánsan eltérő átlagos értékeket jelöl egy előkezelés-csoporton (OMNR vagy OMR) belül, míg a különböző nagybetűkkel a szignifikánsan eltérő átlagos értékeket jelöltük a teljes adatbázison (OMNR és OMR) belül. A sötétített oszlopok a legjobb konverziós függvény teljesítményét mutatják. (0A: a „nyers” mért LDM MÖ adatok; 0B: a módosított frakcióhatárokkal számolt LDM MÖ adatok; 1.1 – 1.7: a különböző módszerekkel képzett becslőfüggvények (PTF(1) – PTF(7)))



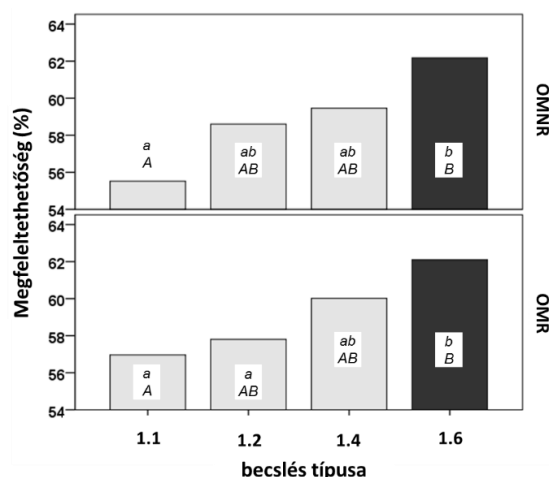
21. ábra

Az SPM MÖ szemcsefrakciók becslésére kifejlesztett pedotranszfer függvények pontosságának összehasonlítása az  $R^2$  és RMSE (tömeg %) értékek alapján a tesz adatbázison: (a) agyag,  $R^2$  (b) agyag, RMSE (c) por,  $R^2$  (d) por, RMSE (e) homok,  $R^2$  (f) homok, RMSE értékek a különböző előkezelések esetében (OMNR: szerves anyag eltávolítása nélkül és OMR: szerves anyag eltávolításával). Az egymástól különböző kisbetűk az egymástól szignifikánsan eltérő átlagos értékeket jelölik egy előkezelés-csoporton (OMNR vagy OMR) belül, míg a különböző nagybetűkkel a szignifikánsan eltérő átlagos értékeket jelöltük a teljes adatbázison (OMNR és OMR) belül. A sötétített oszlopok a legjobb konverziós függvény teljesítményét (megbízhatóságát) mutatják. (1.1 – 1.6: a különböző módszerekkel képzett becslőfüggvények (PTF(1) – PTF(6)))



22. ábra

A talajok szemcseméret-eloszlásának bemutatása az USDA fizikai féleség háromszögdiagramok segítségével: (a) a mért SPM és LDM MÖ adatok (OMNR adatállomány); (b) a mért SPM és LDM MÖ adatok, az LDM adatok a módosított szemcsefrakció-határokkal (OMNR adatállomány); (c) a mért SPM és LDM MÖ adatok (OMR adatállomány); (d) a mért SPM és LDM MÖ adatok, az LDM adatok a módosított szemcsefrakció-határokkal (OMR adatállomány); (e) a mért SPM adatok és a PTF (6) alkalmazásával konvertált LDM adatok (OMNR adatállomány); (f) a mért SPM adatok és a PTF (6) alkalmazásával konvertált LDM adatok (OMR adatállomány)



23. ábra

A mért és a becslött MÖ eredmények alapján meghatározott fizikai talajféleség kategóriák százalékos egyezőségének (megfeleltettheségi értékeinek) összehasonlítása (OMNR: szerves anyag eltávolítása nélkül és OMR: szerves anyag eltávolításával). Az egymástól különböző kisbetűk az egymástól szignifikánsan eltérő átlagos értékeket jelölik egy előkezelés-csoporton (OMNR vagy OMR) belül, míg a különböző nagybetűkkel a szignifikánsan eltérő átlagos értékeket jelöltük a teljes adatbázison (OMNR és OMR) belül. A sötétített oszlopok a legjobb konverziós függvény teljesítményét (megbízhatóságát) mutatják. (1.1 – 1.6: a különböző módszerekkel képzett becslőfüggvények (PTF(1) – PTF(6)))

20. táblázat

Az európai szintű, kontinentális skálájú becslésekre ajánlott konverziós függvények (PTF-ek)

A PTF száma	Becslő modell*
<b>OMNR</b>	
2	$\text{agyagsPMpred} = 0,69 + 0,92 \times \text{agyagLDMmod}$
	$\text{porSPMpred} = -6,10 + 1,10 \times \text{porLDMmod}$
6	$\text{agyagsPMpred} = 187,40 - 0,055 \times \text{CaCO}_3 + 0,008 \times \text{agyagLDMmod}^2 + 0,002 \times \text{homokLDMmod}^2 - 0,001 \times \text{OC}^2 - 47,33 \times \sqrt{\text{pH}(\text{H}_2\text{O})} + 15,74 \times \sqrt{\text{OC}} + 1,82 \times \sqrt{\text{CaCO}_3} + 37,85 \times 1/\text{agyagLDMmod} - 359,48 \times 1/\text{pH}(\text{H}_2\text{O}) - 168,57 \times 1/\text{OC} - 0,012 \times 1/\text{CaCO}_3 + 41,59 \times \log_{10}\text{agyagLDMmod} - 90,26 \times \log_{10}\text{OC} - 4,70 \times \log_{10}\text{CaCO}_3$
	$\text{porSPMpred} = -170,55 + 0,036 \times \text{CaCO}_3 + 0,003 \times \text{porLDMmod}^2 + 0,003 \times \text{homokLDMmod}^2 + 10,94 \times \sqrt{\text{porLDMmod}} + 54,02 \times \sqrt{\text{pH}(\text{H}_2\text{O})} + 1,29 \times \sqrt{\text{OC}} - 0,62 \times \sqrt{\text{CaCO}_3} - 107,33 \times 1/\text{homokLDMmod} + 421,51 \times 1/\text{pH}(\text{H}_2\text{O}) - 34,11 \times \log_{10}\text{homokLDMmod} - 20,12 \times \log_{10}\text{OC}$
<b>OMR</b>	
2	$\text{agyagsPMpred} = 3,09 + 0,87 \times \text{agyagLDMmod}$
	$\text{porSPMpred} = 2,41 + 0,93 \times \text{porLDMmod}$
6	$\text{agyagsPMpred} = -44,22 + 0,24 \times \text{homokLDMmod} - 0,079 \times \text{CaCO}_3 + 0,001 \times \text{OC}^2 + 12,02 \times \text{CaCO}_3^2 - 2,48 \times \sqrt{\text{agyagLDMmod}} + 13,27 \times \sqrt{\text{homokLDMmod}} - 0,81 \times \sqrt{\text{pH}(\text{H}_2\text{O})} + 2,30 \times \sqrt{\text{OC}} - 22,95 \times 1/\text{pH}(\text{H}_2\text{O}) - 0,02 \times 1/\text{OC} - 13,79 \times 1/\text{CaCO}_3 + 3,73 \times \log_{10}\text{agyagLDMmod} - 7,05 \times \log_{10}\text{OC}$
	$\text{porSPMpred} = -26,76 - 0,34 \times \text{homokLDMmod} - 0,076 \times \text{CaCO}_3 + 0,01 \times \text{porLDMmod}^2 + 0,0001 \times \text{CaCO}_3^2 + 2,92 \times \sqrt{\text{homokLDMmod}} - 3,98 \times \sqrt{\text{OC}} + 0,82 \times \sqrt{\text{CaCO}_3} + 42,77 \times 1/\text{pH}(\text{H}_2\text{O}) + 70,45 \times 1/\text{OC} + 13,48 \times \log_{10}\text{porLDMmod} - 2,87 \times \log_{10}\text{homokLDMmod} + 29,83 \times \log_{10}\text{OC}$

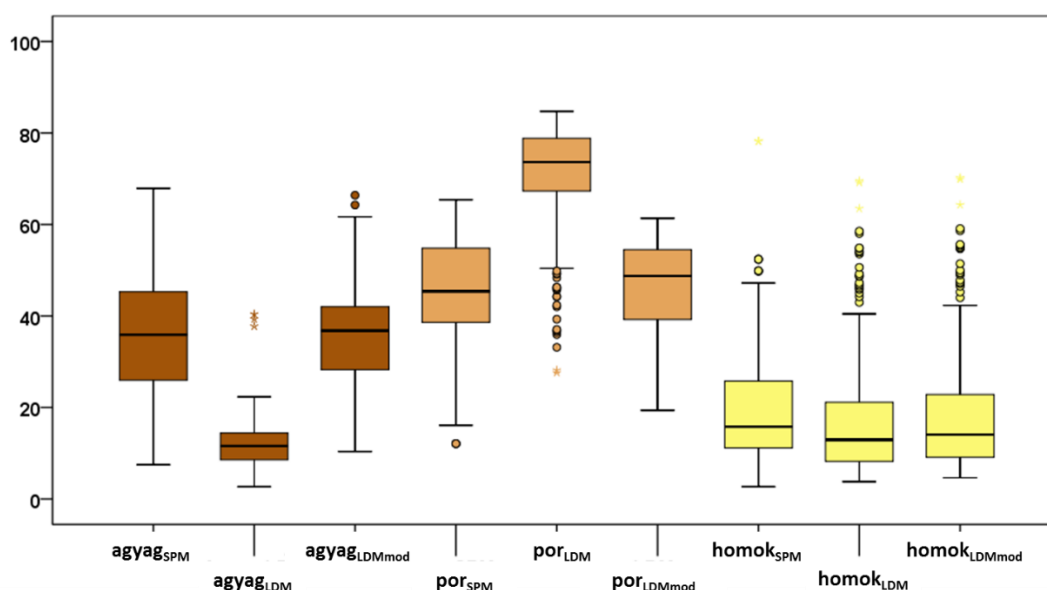
\* agyagsPMpred: SPM agyagtartalom (tömeg %); porSPMpred: SPM portartalom (tömeg %); agyagLDMmod: módosított LDM agyagtartalom (térfogat %); porLDMmod: módosított LDM portartalom (térfogat %); homokLDMmod: módosított LDM homoktartalom (térfogat %); CaCO<sub>3</sub>: mésztartalom (g · kg<sup>-1</sup>); OC: szerves anyag tartalom (g · kg<sup>-1</sup>); pH(H<sub>2</sub>O): 1:2,5 arányú talajvíz szuszpenzióban mért talaj pH (-).

Az LDM MÖ – SPM MÖ konverziós összefüggések kidolgozásának egyes lépéseiről, az eredmények statisztikai értékeléséről részletesebb leírást adtunk a témakörben megjelent publikációinkban (MAKÓ et al., 2017).

#### 4.1.3. Az MSZ módszertan szerinti SPM és LDM MÖ vizsgálatok összehasonlításának eredményei

A 4.1.2. fejezetben az LDM MÖ mérési adatok ISO szabvány szerinti SPM MÖ adatokká történő konverziójának lehetőségeit, az általunk kidolgozott becslő függvényeket mutattam be. A becslési módszertan kidolgozása során felmerült az a kérdés, hogy milyen hatékonysággal becsülhetők a hazai szabvány (MSZ) szerinti SPM MÖ adatok az LDM MÖ adatokból. Az SPM és LDM MÖ, illetve az alapvizsgálati adatokat tartalmazó adatbázisunk ugyan csak egy régiót (Tokaji borvidék) reprezentált – az országos reprezentativitású adatbázis kialakításán jelenleg dolgozunk –, az alábbiakban bemutatandó eredményeink módszertani kiindulópontját jelenthetik a hazai konverziós függvények kidolgozásának.

A 24. ábra boxplot diagramjain bemutatom az MSZ SPM és az LDM MÖ mérések eredményeit. A talajminták átlagos agyag- (<2  $\mu\text{m}$ ), por- (2–50  $\mu\text{m}$ ) és homoktartalma (>50  $\mu\text{m}$ ) az SPM szerint 35,3; 45,6 és 19,1%, míg az LDM szerint 11,9; 71,1 és 17,0% volt. (A szemcsefrakció-határok az MSZ szabványhoz igazodnak; a megfelelő LDM frakciókat a mért 100 alfrakcióból számoltuk, az MSZ szemcsefrakció-határokhöz legközelebb álló alfrakciókat összegeztük. Így a „nyers”, szemcsefrakció-határ módosítás nélküli LDM frakciók a következők voltak: agyag<sub>LDM</sub> (<1,9  $\mu\text{m}$ ), por<sub>LDM</sub> (1,9–52,5  $\mu\text{m}$ ) és homok<sub>LDM</sub> (>52,5  $\mu\text{m}$ )).



24. ábra

A különböző módszerekkel (SPM: MSZ szitás-pipettás módszer; LDM: lézerdiffrakciós módszer) mért talaj szemcsefrakciók interkvartilis tartományainak összehasonlítása az LDM szemcsefrakció-határok megváltoztatása előtt és után

A 24. ábrán bemutatott eredmények az MSZ SPM mérések esetében a hazai regionális adatbázison is megerősítették a 4.1.2.1. alfejezetben a kontinentális adatbázisra leírt (és a szakirodalom túlnyomó része által is alátámasztott) tapasztalatot, hogy az LDM szerint mért MÖ általában alulbecsli az agyagtartalmat és felülbecsli a portartalmat az SPM szerinti mérések eredményeihez viszonyítva (pl. KONERT & VANDENBERGHE, 1997; BEUSELINCK et al., 1998; ESHEL



et al., 2004; YANG et al., 2015). Jelentős különbségeket tapasztaltunk a mért frakciók interkvartilis tartományai közt is.

A lézerdiffrakciós módszerrel mért agyag-, por- és homokfrakciók optimális mérethatárainak meghatározását – a 4.1.2.2. alfejezetben leírtakhoz hasonlóan – a LIN (1989) által javasolt statisztikai eljárással határoztuk meg. A kontinentális adatbázis esetében leírtaktól (4.1.2.2. fejezet) ez esetben annyiban tértünk el, hogy megkíséreltük az optimális frakcióhatárok további finomítását: az agyag/por szemcsefrakció-határ esetében a 6,6 és 7,6  $\mu\text{m}$ , míg a por/homok határ esetében a 45,7 és a 52,5  $\mu\text{m}$  optimális mért LDM alfrakció-határok közti tartományt 0,1  $\mu\text{m}$ -enként – lineáris interpolációval – tovább osztottuk és kiszámoltuk a LIN-féle CCC értékeket az így képzett szemcsefrakciókra is.

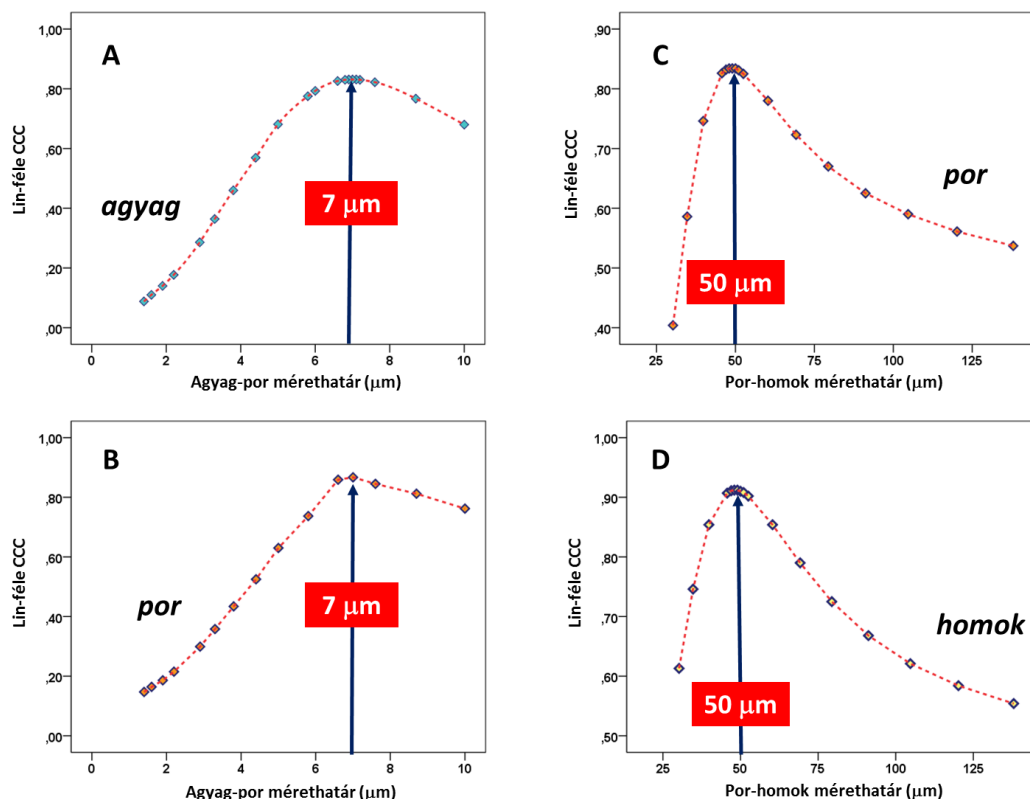
A Lin-féle konkordancia korrelációs koefficiens (CCC) elemzések eredményeit a 25. ábrán foglaltam össze. Az optimalizált agyag/por frakcióhatárt a 25a,b. ábrán mutatom be. Az optimalizálás során az SPM és LDM szerint mért agyag- és a porfrakciókat hasonlítottuk össze. Az LDM méréseknél az agyagfrakciók összehasonlításakor a legnagyobb CCC értéket ( $\text{CCC}_{\text{agyag}}$ : 0,83) abban az esetben értük el, amikor az LDM agyagfrakció felső határának a 7,0  $\mu\text{m}$ -t adtuk meg. A 25a,b. ábrán az is jól látható, hogy a 7,0  $\mu\text{m}$ -es szemcsefrakció-határ optimálisnak tekinthető a porfrakció alsó határaként is ( $\text{CCC}_{\text{por}}$ : 0,87). Megállapítható, hogy a Lin-féle CCC értékek a 0,8 feletti („almost perfect”) kategóriába esnek, tehát jó az egyezés a mért MSZ SPM és az LDM mérési eredményekből a 7,0  $\mu\text{m}$ -es agyag/por LDM szemcsefrakció-határ alkalmazásával számított MÖ eredmények közt. A 7,0  $\mu\text{m}$ -es szemcsefrakció-határ kicsit nagyobb a 4.1.2.1. alfejezetben ismertetett, a kontinentális adatbázis alapján megállapított 5,8 és 6,6  $\mu\text{m}$ -es LDM frakcióhatároknál (igaz, hogy ott a fent leírt szemcsefrakció-határ „finomítást” nem végeztük el), illetve VANDECASTEELE és DE VOS (2001) 6,0  $\mu\text{m}$ -es frakcióhatáránál, és jobban megközelíti a szakirodalomban legtöbbször idézett KONERT és VANDENBERGHE (1997) által javasolt 8,0  $\mu\text{m}$ -es agyag/por határt. Ennek oka lehet a vizsgált talajminta-anyag eltérő származása éppen úgy, mint a MÖ mérések módszertani különbségei (BUURMAN et al., 2001).

A 25c,d. ábra a Lin-féle CCC alapján optimalizált por/homok LDM szemcsefrakció-határokat mutatja be. (A 25c. ábrán a MSZ SPM és LDM porfrakciók hasonlóságát vizsgáltuk abban az esetben, amikor a porfrakció alsó határát beállítottuk 7  $\mu\text{m}$ -re és csak a felső határát változtattuk 30,2  $\mu\text{m}$  és 138,4  $\mu\text{m}$  közt.) A CCC értékek maximumát (az SPM és LDM mérések eredményeinek legjobb egyezése) 50,0–2000  $\mu\text{m}$ -es LDM homokfrakció esetében tapasztaltuk ( $\text{CCC}_{\text{homok}}$ : 0,91)(25d. ábra). A 25c. ábrán az is jól látható, hogy a homokfrakció 50  $\mu\text{m}$ -es alsó határa elfogadható az LDM porfrakció felső határaként is ( $\text{CCC}_{\text{por}}$ : 0,83). Az 50  $\mu\text{m}$ -es por/homok szemcsefrakció-határ kisebb a 4.1.2.1. alfejezetben ismertetett, a kontinentális adatbázis alapján megállapított 60,3 és 69,2  $\mu\text{m}$ -es LDM frakcióhatároknál, viszont teljesen megegyező az 50  $\mu\text{m}$ -es MSZ SPM frakcióhatárral.

További statisztikai vizsgálataink során a fenti agyag/por (7,0  $\mu\text{m}$ ) és por/homok (50,0  $\mu\text{m}$ ) LDM szemcsefrakció-határokat használtuk „módosított LDM frakcióhatárok”-ként, míg az 1,9  $\mu\text{m}$  és a 52,5  $\mu\text{m}$  szemcsefrakció-határokat „nem módosított LDM frakcióhatárok”-ként definiáltuk.

A 24. ábrán feltüntettük a módosított szemcsefrakció-határok alkalmazásával számított LDM MÖ eredményeket is. Látható, hogy a különböző mérési módszerekkel (SPM és LDM) meghatározott szemcsefrakciók mennyisége ( $\text{agyag}_{\text{SPM}} - \text{agyag}_{\text{LDMmod}}$ ,  $\text{por}_{\text{SPM}} - \text{por}_{\text{LDMmod}}$ , illetve  $\text{homok}_{\text{SPM}} - \text{homok}_{\text{LDMmod}}$ ) a frakcióhatárok módosítása után sokkal inkább hasonlóvá vált egymáshoz, mint a frakcióhatár módosítása nélkül. (A talajminták átlagos agyag-, por- és homoktartalma az MSZ SPM szerint 35,3; 45,6 és 19,1%, míg a módosított frakcióhatárokkal számolt LDM szerint 35,5; 46,5 és 18,0% volt). Csökkentek a különbségek a különbözőképp meghatározott frakciók interkvartilis tartományai közt is.

Az MSZ SPM és LDM MÖ közötti kapcsolatok leírására a 3.2.1.2.2. alfejezetben ismertetett PTF típusok közül az ISO SPM - LDM MÖ becslésekben a leghatékonyabbnak bizonyult PTF (6) típusú becslést (4.1.2.3. alfejezet) választottuk ki, a becslésekbe input változóként bevonva a szemcsefrakció-határok módosításával számolt LDM agyag-, por és homokfrakciók térfogat %-os adatain túl a talajminták alapvizsgálati adatait (százalékos humusz- és mésztartalom,  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ ), illetve e független változók transzformált alakjait is (ld. 3.2.1.2.2. alfejezet). Az MSZ SPM becslésére javasolt PTF (6) típusú egyenleteinket a 21. táblázatban mutatom be.



25. ábra

Az LDM és az MSZ SPM MÖ mérések Lin-féle konkordancia korrelációs koeficiens (CCC) értékei alapján optimalizált (a) agyag/por és (b) por/homok szemcsefrakció határok. Az y tengelyen tüntettük fel a Lin-féle CCC értékeket (A) LDM agyagfrakciókra (felső határt 1,4 – 10,0 µm közt változtatva) és az SPM agyagfrakcióra (0–2 µm); (B) LDM porfrakciókra (az alsó határt 1,4 – 10,0 µm közt változtatva, 52,5 µm felső határt meghagyva) és az SPM porfrakcióra (2–50 µm); (C) LDM porfrakciókra (az alsó határt 7,0 µm-re beállítva és a felső határt 30,2 – 138,4 µm közt változtatva) és az SPM porfrakcióra (2–50 µm); (D) LDM homokfrakcióra (az alsó határt 30,2 – 138,4 µm közt változtatva) és az SPM homokfrakcióra (50–2000 µm)

A 26. ábrán szórásdiagramok segítségével azt mutatom be, hogy miképp változott az MSZ SPM és az LDM MÖ mérésekkel meghatározott szemcsefrakciók egymáshoz viszonyított mennyisége akkor, amikor az optimális agyag/por és por/homok szemcsefrakció-határt alkalmaztuk (7 és 50 µm) az eredetileg használt mérethatárok (1,9 és 52,5 µm) helyett. Az ábra bemutatja továbbá, hogy az alkalmazott PTF-ek mennyiben voltak képesek tovább javítani az MSZ SPM és az LDM MÖ mérések hasonlóságát. Látható, hogy az eredeti mérethatárok mellett az LDM az MSZ SPM-hez képest az agyagtartalmat alul-, a portartalmat felülbecsülte, míg a homoktartalmat nagyjából megfelelő pontossággal határozta meg. A mérethatár váltás hatására az alul- és felülbecslést általában sikerült kiküszöbölnünk és a két módszer eredményei közti regressziós kapcsolat erőssége is javult: az agyagtartalomnál kisebb ( $R^2 = 0,72$  a  $0,69$  helyett), a portartalomnál nagyobb mértékben ( $R^2 = 0,75$  a  $0,49$  helyett). A mért és a PTF-ekkel becsült MSZ SPM értékek determinációs együtthatói az előzőekhez képest is tovább javultak, mind az

agyagtartalom esetében ( $R^2 = 0,80$ ), mind pedig a portartalomnál ( $R^2 = 0,82$ ). A homoktartalmak esetében a regressziós kapcsolat erőssége gyakorlatilag nem változott ( $R^2 = 0,84 - 0,85$ ).

### 21. táblázat

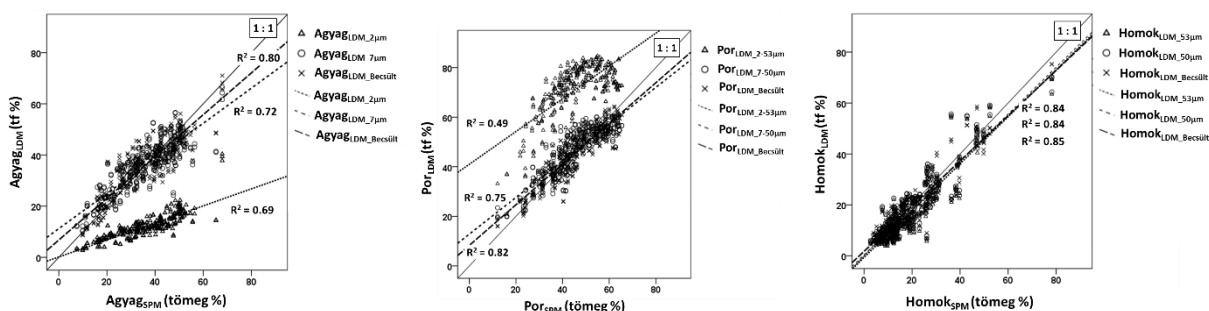
Regionális szintű becslésekre (Tokaji borvidék) ajánlott konverziós függvények (PTF-ek)

#### Becslő modell (PTF (6) – típusú)

$$agyag_{SPM}^{becsült} = -22,24 + 0,62 \times homok_{LDMmod} + 11,89 \times \sqrt{agyag_{LDMmod}} + 111,93 \times 1/pH(H_2O) - 7,77 \times 1/humusz - 25,67 \times \log_{10}homok_{LDMmod} - 27,67 \times \log_{10}humusz$$

$$por_{SPM}^{becsült} = -10,47 - 0,36 \times homok_{LDMmod} + 0,01 \times por_{LDMmod}^2 + 0,18 \times pH(H_2O)^2 + 4,75 \times \sqrt{humusz} + 19,92 \times \log_{10}homok_{LDMmod}$$

$$homok_{SPM}^{becsült} = 100 - (agyag_{SPM}^{becsült} + por_{SPM}^{becsült})$$



26. ábra

A mért MSZ SPM szemcsefrakciók mennyiségének összehasonlítása az LDM mérések alapján meghatározott szemcsefrakció-mennyiségekkel (eredeti és módosított szemcsefrakció-határokkal számolt, illetve a javasolt PTF-ek által becsült LDM frakciók)

Az RMSE értékek alapján értékelve az egyes MSZ SPM és LDM MÖ frakciók hasonlóságát szintén elmondható, hogy a szemcsefrakció-határ váltás jelentős javulást eredményezett a két-féle mérési módszer összehasonlíthatóságában) (RMSE<sub>agyag</sub>: 25-ről 6,5-re, RMSE<sub>por</sub>: 27-ről 5,7-re csökkent). A PTF-ek alkalmazása kis mértékben tovább javította az összehasonlíthatóságot (RMSE<sub>agyag</sub>: 5,5; por: RMSE<sub>por</sub>: 4,8). A homoktartalmak összevetése során mind a mérethatár váltás, mind pedig a PTF-ek alkalmazása kismértékű RMSE csökkenést eredményezett (RMSE<sub>homok</sub>: 5,5; 5,3 és 4,8) (22. táblázat).

### 22. táblázat

A szemcsefrakció-határ váltás és a konverziós függvény alkalmazásának hatása az MSZ SPM és az LDM szerinti meghatározott MÖ eredmények közti eltérésekre (az RMSE értékek alapján értékelve)

Agyagfrakció	RMSE	Porfrakció	RMSE	Homokfrakció	RMSE
mért (< 2 μm)	25,0	mért (2 - 53 μm)	27,0	mért (> 53 μm)	5,5
mért (< 7 μm)	6,5	mért (7 - 50 μm)	5,7	mért (> 50 μm)	5,3
becsült (PTF)	5,5	becsült (PTF)	4,8	becsült (PTF)	4,8

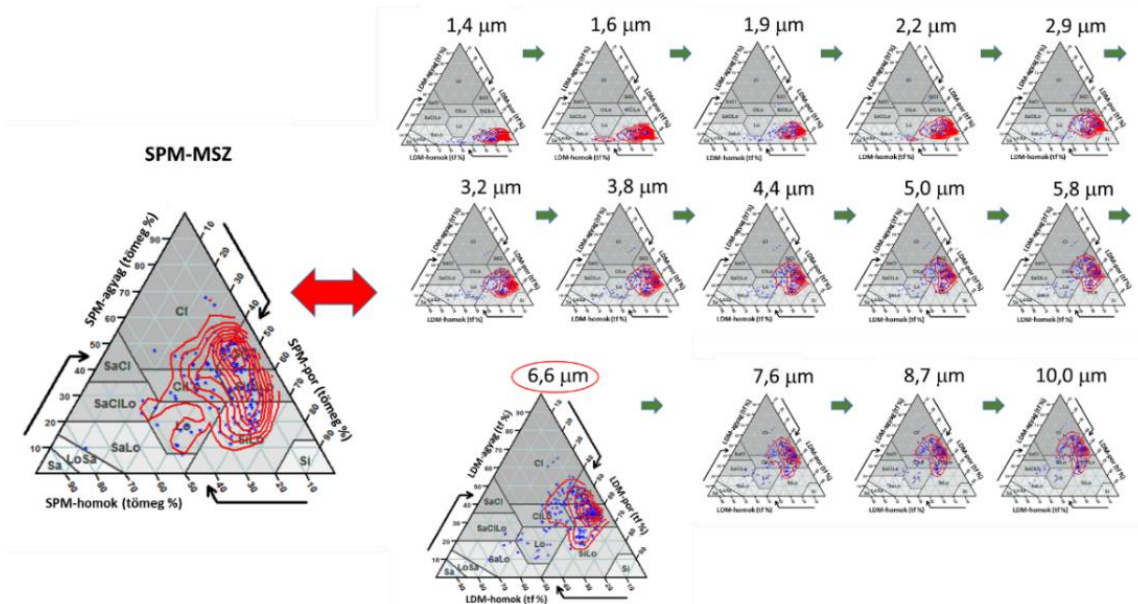
Elvégeztük a mért MSZ SPM és a PTF-ekkel becsült MSZ SPM agyag-, por és homokfrakciók összehasonlítását a Lin-féle CCC módszerrel is. A 23. táblázat alapján megállapítható, hogy a becslési módszer alkalmazásával (az LDM módszerrel mért adataink átkonvertálásával) közelebb kerülünk a mért MSZ SPM értékekhez, mint amikor csak a szemcsefrakció-határt optimalizáltuk (Lin-féle CCC<sub>agyag</sub> értéke 0,83-ról 0,89-re, míg a CCC<sub>por</sub> 0,85-ről 0,90-re nő).

23. táblázat

A szemcsefrakció-határ váltás és a konverziós függvény alkalmazásának hatása az MSZ SPM és az LDM szerint meghatározott MÖ eredmények közti eltérésekre (a Lin-féle CCC értékek alapján értékelve)

Agyagfrakció	Lin-féle CCC	Porfrakció	Lin-féle CCC	Homokfrakció	Lin-féle CCC
mért (< 2 µm)	0,14	mért (2 - 53 µm)	0,19	mért (> 53 µm)	0,90
mért (< 7 µm)	0,83	mért (7 - 50 µm)	0,85	mért (> 50 µm)	0,91
becsült (PTF)	0,89	becsült (PTF)	0,90	becsült (PTF)	0,92

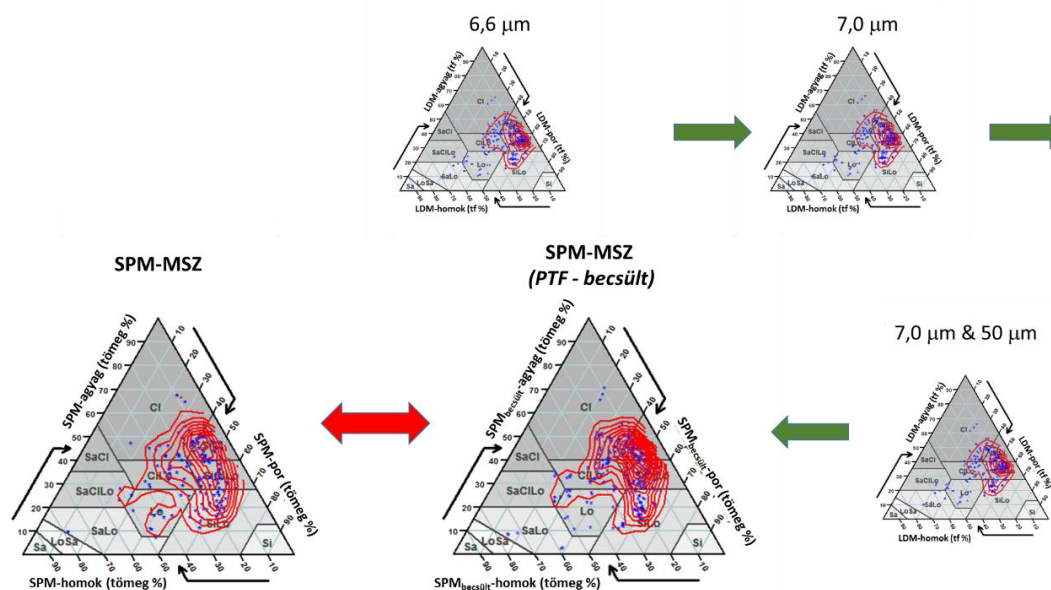
A 27. ábra háromszög diagramok segítségével szemlélteti, hogy az agyag/por szemcsefrakció-határ módosítások hogyan változtatják meg a vizsgált mintasereg méret szerinti eloszlását. Ezen az ábrán csupán az alkalmazott LDM MÖ technikával meghatározható alfrakciók összegzésével képzett szemcsefrakciókat ábrázoltuk (az iterációs „finomításokat” nem). Jól látható, hogy a 6,9 µm-es agyag/por frakcióhatár megválasztásával válik a minták LDM méréseken alapuló méret szerinti eloszlása a leginkább hasonlónak az MSZ SPM eredményeken alapuló eloszláshoz. A Kernel-féle sűrűségfüggvények ugyanakkor azt is jól szemléltetik, hogy a legjobb esetben is (6,9 µm) a minták fizikai félesége sokkal jobban koncentrálnak az „iszapos agyagos vályog” (SiClLo) kategóriában és sokkal kevésbé oszlik meg a többi fizikai féleség kategória közt, mint az MSZ SPM mérések esetében.



27. ábra

A talajminták mechanikai összetételének ábrázolása az USDA fizikai féleség háromszögdiagramokon (n=319; a mintákat kék pontok mutatják). Az MSZ SPM MÖ diagramon az agyag-, por- és homokfrakció (tömeg %) (0-2 µm, 2-50 µm, illetve 50-2000 µm; az LDM MÖ diagramokon az agyag/por frakcióhatárok a háromszögek felső csúcsán jelzett értékek szerint változtak, míg a por/homok frakcióhatár állandó (52,5 µm) volt. (A fizikai féleség kategóriák rövidítései: Cl – agyag; ClLo – agyagos vályog; L – vályog; LoSa – vályogos homok; Sa – homok; SaCl – homokos agyag; SaClLo – homokos agyagos vályog; SaLo – homokos vályog sandy loam; Si – iszap; SiLo – iszapos vályog; SiCl – iszapos agyag; SiClLo – iszapos agyagos vályog)

A 28. ábra – az előző ábra folytatásaként – azt mutatja be, hogy az agyag/por és por/homok frakció mérethatárok további optimalizálása (7 és 50  $\mu\text{m}$ ) miként módosítja a minták LDM MÖ textúra szerinti szórás képét a háromszögdiagramokon, illetve hogyan néz ki a textúra szerinti megoszlás a PTF-fel becsült MÖ alapján. Az ábra jól szemlélteti a fokozatos közeledést az MSZ SPM és az LDM mérések alapján meghatározható textúra megoszlás közt. A Kernel-féle sűrűségfüggvény-ábrázolások szemléletesen mutatják, hogy a PTF-re alapozott becsléssel meghatározott fizikai féleségek szórás képe már nagyon hasonlít az MSZ SPM szórás képéhez.



28. ábra

A talajminták mechanikai összetételének ábrázolása az USDA fizikai féleség háromszögdiagramokon ( $n=319$ ; a mintákat kék pontok mutatják). A mért és a becsült MSZ SPM MÖ diagramokon az agyag-, por- és homokfrakció (tömeg %) (0-2  $\mu\text{m}$ , 2-50  $\mu\text{m}$ , illetve 50-2000  $\mu\text{m}$ ; az LDM MÖ diagramokon az agyag/por frakcióhatárok a háromszögek felső csúcsán jelzett értékek szerint változtak, míg a por/homok frakcióhatár a nem jelzett esetekben 52,5  $\mu\text{m}$  volt, később 50  $\mu\text{m}$ -re módosult. (A fizikai féleség kategóriák rövidítései: Cl – agyag; ClLo – agyagos vályog; L – vályog; LoSa – vályogos homok; Sa – homok; SaCl – homokos agyag; SaClLo – homokos agyagos vályog; SaLo – homokos vályog sandy loam; Si – iszap; SiLo – iszapos vályog; SiCl – iszapos agyag; SiClLo – iszapos agyagos vályog)

A 24. táblázatban bemutatom a SPM és az LDM MÖ alapján, az USDA háromszögdiagram szerint megállapított fizikai féleség kategóriák talajmintánkénti „megegyezőségi értékét” százalékosan, fizikai féleségenként és összesítve. Megállapítható, hogy az eddig vizsgált statisztikai mutatókkal ( $R^2$ , RMSE, Lin-féle CCC, Kernel-féle sűrűségfüggvény képe) ellentétben a textúra-egyezésekben nem mutatható ki a PTF becslés „förlénye” az optimális szemcsefrakcióhatár (7 és 50  $\mu\text{m}$ ) megválasztásával szemben (összesítve 63%-os egyezés mindkét esetben). Ugyanakkor azt is érdekes látnunk, hogy a szemcsefrakció-határ váltások (illetve a becslő módszer alkalmazása) fizikai féleségenként eltérő hatással voltak a textúra-becslés hatékonyságára: pl. a ~ 2  $\mu\text{m}$ -es agyag/por frakcióhatár 7  $\mu\text{m}$ -esre növelése a homokos vályog fizikai féleségű talajok esetében közömbös volt (100%-os egyezés minden esetben); az iszapos agyagos vályog fizikai féleségű talajoknál volt a legeredményesebb (90%-kal javult az egyezés) és az iszapos vályog talajoknál negatív hatást értünk el (25%-kal csökkent a textúra-egyezés). A fentiekből többek közt az a következtetés vonható le, hogy a fizikai féleség kategóriák LDM MÖ vizsgá-

latok alapján történő meghatározása az agyag-, por- és homoktartalom becsléseknél bonyolultabb probléma, azoknál a jelenlegi ismeretek alapján kisebb pontossággal határozható meg és a pontosítás további kutatásokat igényel. Ugyanakkor a „megegyezőségi mátrix” vizsgálatok nem nyújtanak elég információt arról, hogy a szemcsefrakció-határ módosítások és a becslési módszer alkalmazása során mennyivel „becsüljük félre” a talajok fizikai féleségét a textúraháromszögdiagramon: éppen csak átléptük az adott fizikai féleség határt vagy akár több fizikai féleség kategóriával távol kerültek egymástól az adott minta SPM és LDM MÖ adatai. A fenti kérdés megválaszolására alkalmaztuk az anyag és módszer fejezetben leírt textúraháromszög távolságszámításokat. A dimenzió nélküli távolságműtató az adott minta SPM és LDM MÖ adatai alapján a textúraháromszögön elhelyezett két pontja közti geometriai távolságát jelöli. Ezt a mutatót kiszámoltuk minden minta esetében az összes szemcsefrakció-határral, illetve a becslő módszer alkalmazásával is. Az eredmények összesítését a 29. ábrán mutatom be.

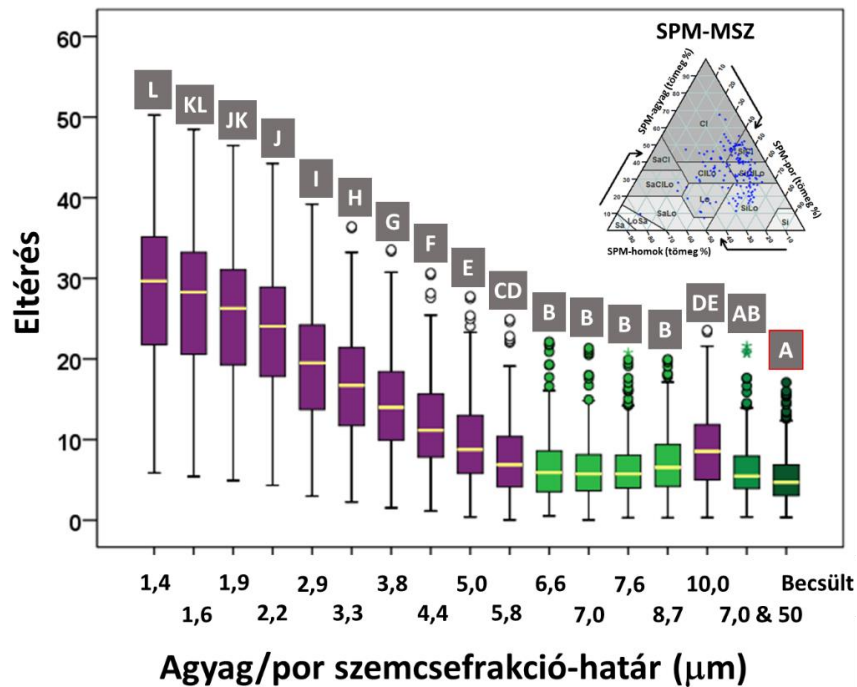
#### 24. táblázat

Az SPM és az LDM MÖ alapján (az USDA háromszögdiagram szerint) megállapított fizikai féleség kategóriák talajmintánkénti „megegyezőségi értékei” (%-ban kifejezve) fizikai féleségenként és összesítve.

Méret ( $\mu\text{m}$ )	USDA fizikai féleség kategóriák								Összes
	agyag	agyagos vályog	vályog	homokos agyagos vályog	homokos vályog	iszapos vályog	iszapos agyag	iszapos agyagos vályog	
<b>1,4</b>	0	0	0	0	100	88	0	0	<b>17</b>
<b>1,6</b>	0	0	0	0	100	90	0	0	<b>18</b>
<b>1,9</b>	0	0	0	0	100	93	0	0	<b>18</b>
<b>2,2</b>	0	0	0	0	100	100	0	0	<b>19</b>
<b>2,9</b>	5	0	15	0	100	100	0	3	<b>22</b>
<b>3,3</b>	5	0	20	0	100	100	0	3	<b>22</b>
<b>3,8</b>	5	9	30	0	100	100	0	5	<b>24</b>
<b>4,4</b>	5	18	35	0	100	100	6	29	<b>31</b>
<b>5,0</b>	5	32	50	0	100	92	17	73	<b>43</b>
<b>5,8</b>	16	44	50	0	100	76	30	85	<b>49</b>
<b>6,6</b>	37	56	55	13	100	73	41	87	<b>57</b>
<b>7,6</b>	60	50	50	63	100	61	59	71	<b>61</b>
<b>8,7</b>	71	38	50	100	100	41	80	35	<b>57</b>
<b>10,0</b>	85	32	40	100	100	19	63	16	<b>47</b>
<b>7,0</b>	48	56	50	38	100	68	48	90	<b>61</b>
<b>7,0 &amp; 50,0</b>	56	56	50	63	100	68	46	90	<b>63</b>
<b>Becsült – PTF</b>	53	59	45	38	100	73	61	74	<b>63</b>

A 29. ábra boxplot diagramjairól jól látható, hogy az agyag/por szemcsefrakció-határ váltások hatására fokozatosan közelednek egymáshoz a két módszerrel meghatározott „textúra-pontok” és az optimumot a 7  $\mu\text{m}$  közelében érik el. Az átlagos távolságok tekintetében a One-way Anova tesztek (Duncan vagy Tamhane) nem mutattak ki szignifikáns különbségeket a 6,6 - 8,7  $\mu\text{m}$ -es agyag/por frakcióhatárok alkalmazásával kapott „textúra pontok” közt. Amennyiben optimalizáltuk a homok/por mérethatárt is, a távolságok kis mértékben igazolhatóan csökkentek és a PTF alkalmazása esetén kerültek statisztikailag is igazolhatóan a legközelebb egymáshoz. Az alkalmazott módszert tudomásunk szerint eddig más nem használta a különbözőképpen mért vagy becsült MÖ adatokból képzett fizikai féleség kategóriák összevetésére, ám tapasztalataink

szerint a geometriai távolság mérésekkel képzett értékek az efféle vizsgálatokban javasolhatók egyfajta becslési hatékonyság mutatóként.



29. ábra

A LDM és MSZ SPM MÖ mérések alapján meghatározott agyag-, por- és homokfrakció mennyisége alapján talajmintánként (az USDA háromszögdiagramokon) ábrázolt „textúra-pontok” egymástól számított geometriai távolságainak összehasonlító értékelése (szemcsefrakció-határonként, illetve a PTF-fel végzett becslés esetében). Az egymástól különböző nagybetűk az egymástól szignifikánsan eltérő átlagos értékeket jelölik.

## 4.2. A talajszerkezet vizsgálatok eredményei

### 4.2.1. A talajok aggregátum-stabilitásának vizsgálati eredményei

Az aggregátum-stabilitási vizsgálatainkat előkísérleti céllal végeztük. Kerestük egyrészt azokat az egyszerűen, rutinszerűen elvégezhető mérési módszereket, illetve mutatószámokat, melyekkel egy nagyobb mintaseregen megbízhatóan jellemezhetjük a talajok makro- és mikroaggregátum-stabilitását, másrészt igazolni kívántuk azt a hipotézisünket, hogy a folyadék-visszatartó és folyadékvezető képesség mérés során a vízzel és a vizsgálatainkba vont szerves folyadékkal (Dunasol 180/220) kapott eredmények közti különbség egyik oka az, hogy a folyadékok dezaggregáló, szétiszapoló hatása különböző.

A 30. ábrán a nedves szítalással meghatározott makroaggregátum-stabilitási mutatókat (MaAS) hasonlítottam össze. A kiválasztott talajminták nagyfokú különbözősége (talajtípus, genetikai szint, ezzel összefüggésben humusztartalom és humuszanyagok minősége, morfológiai szerkezet,  $\text{Na}^+$ -telítettség, fizikai féleség) jó lehetőséget kínált az aggregátum-stabilitást befolyásoló tényezők vizsgálatára. A vízzel és szerves folyadékkal végzett mérések eredményeit bemutató boxplot diagramokon jól látható, hogy az eredmények viszonylag jól reprodukálhatók, az egyes ismétlések nem szórnak túlságosan (kivéve talán a karcagi talajmintát, ld. később): úgy gondoljuk, hogy sikerült megtalálnunk a megfelelő előnedvesítési módszert a szitátskák szűrőpapírra helyezésével és a minták kapilláris úton történő, további bolygatás nélküli

5 perces telítésével. Láthatjuk azt is, hogy az előnedvesítés alkalmazásával vizes közegben általában nagyobb stabilitási mutatókat mértünk, mint az előnedvesítés nélküli, száraz talaj szétiszapolásával (a kapilláris telítés kiszorította a levegőfázist az aggregátumokból, ezért nem következett be a talajaggregátumok „szétrobbantása” a bezárt, egyre növekvő nyomású levegő által) (SEKERA & BRUNNER, 1943; DVORACSEK, 1951; MARSHALL & HOLMES, 1979; DICKSON et al., 1991). A különféle előnedvesítési módszerek alkalmazása, vagy az előnedvesítés hiánya a különböző talajállapotok makroaggregátum-stabilitásáról nyújthat fontos információkat: a gyors nedvesítés a száraz talajfelszín eliszapolódásáról tájékoztathat heves csapadék vagy nagyadagú öntözés esetén, míg az alkalmazott lassú előnedvesítés a nedvesebb (pl. vízkapacitásig telített) talajfelszínre érkező csapadék, vagy a szárazabb talajfelszínre érkező kismértékű csapadék, illetve a felszín alatti talajrétegekbe beszivárgó víz hatására bekövetkező szerkezetleromlást modellezheti (KEMPER & ROSENAU, 1986; PIERSON & MULLA, 1989; GRANT & DEXTER, 1990; ROBERSON et al., 1991; CAMPBELL et al., 1993a, b).

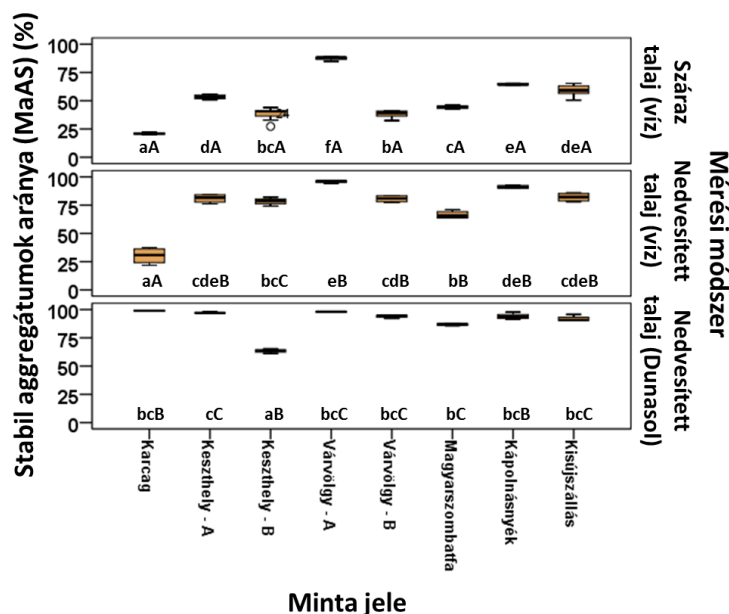
Megállapítható ugyanakkor az is, hogy a legnagyobb makroaggregátum-stabilitást a szerves folyadékközegben mértük (a keszthelyi B szint kivételével), vagyis a makroaggregátumok a szerves folyadékban (Dunasol 180/220) általában sokkal stabilabbak (a poláros vízmolekulák kémiai diszpergáló hatásával nem kell számolnunk, csak a mechanikai diszpergáló hatásokkal). A szerves folyadékok alkalmazása a makroaggregátum-stabilitás méréseknél nem előzmény nélküli (pl. BURKE et al., 1986; EMERSON & GREENLAND, 1990; LE BISSONNAIS, 1990; MAHBOUBI et al., 1993; AMÉZKETA et al., 1996); általában vízhez képest kisebb dielektromos állandójú etanolt, ritkábban benzolt választottak folyadékfázisként, a mechanikai és a kémiai diszperziós folyamatok szétválasztására. Az általunk végzett folyadék-visszatartó és folyadékvezető képesség vizsgálatok eredményeinek értelmezéséhez azonban a Dunasol-lal végzett vizsgálatok megfelelőbbnek tűntek (ezen felül a modellfolyadék nem tartalmaz aromás komponenst, tehát a rutin vizsgálatok céljára humán-egészségügyi szempontból is alkalmasabb).

Az egyes talajminták összehasonlításakor megállapíthatjuk, hogy általában a talajok humusztartalma felelős leginkább a makroaggregátum-stabilitásért, de a többi talajtulajdonság (pH, fizikai féleség, mésztartalom), illetve a talajművelés befolyásoló hatása szintén kimutatható (AMÉZKETA, 1999). Az erdőtalajok feltalajának legnagyobb szerkezetstabilitásában valószínűsíthetően a nagyobb mennyiségű szeszkvioxid-gélek előfordulása is szerepet játszhat (DVORACSEK et al., 1952). A talajok nagy  $\text{Na}^+$ -telítettségének diszpergáló hatása minden egyéb talajtulajdonság hatását felülírja: a karcagi réti szolonyec talaj B szintjéből származó talajminta makroaggregátum-stabilitás értékei voltak vizes közegben a legkisebbek (30. ábra). Ugyanakkor itt volt a legnagyobb az előnedvesítések során ismétlések szórása is: bármilyen óvatos nedvesítési módszert alkalmaztunk is, a mérések reprodukálhatósága leginkább attól függött, hogy mennyire volt képes a folyadékfázis hozzáférni a beduzzadt talaj beszűkült pórusrendszerén a bemért talajminta „belső” aggregátumaihoz. Nem véletlen, hogy a nedves szitalásos makroaggregátum-stabilitás méréseket már a kezdetektől fogva sem tartották megbízhatónak nagy agyagtartalmú és/vagy szikes talajok esetében (DVORACSEK et al., 1952; KRÁMER, 1952).

A 31-32. ábrán a vizsgált talajok LDM MÖ vizsgálatok adatai alapján meghatározott aggregátum-stabilitási mutatókat (MiAS és  $\text{SI}_{\text{GMD}}$ ) hasonlítottam össze. (A vizsgált talajminták száma eltér egymástól a MaAS, a MiAS és a  $\text{SI}_{\text{GMD}}$  esetében, aminek módszertani okai vannak: MaAS értékeket csak ott tudtunk meghatározni, ahol a talajból az 1-2 mm-es aggregátum-frakciók könnyen elkülöníthetőek voltak, míg a MiAS értékek csak ott mérhetők, ahol a talajok agyagtartalma nem elhanyagolható.) Szembetűnő, hogy a kétféle aggregátum-stabilitási mutató szerinti stabilitási sorrend hasonló ugyan, de nem ugyanaz (pl. a kisújszállási agyagos réti talaj stabilitási indexe a legnagyobb, ugyanakkor a MiAS értékek alapján a stabilitási sorrendben jelentősen hátrébb kerül). Ennek magyarázata az, hogy a MiAS érték az agyagfrakció vizes közegben történő diszpergálódásának mértékéről, vagyis a mikroaggregátumok stabilitásáról



tájékoztató, az  $SI_{GMD}$  érték viszont a 2 mm alatti (mikro- és makro-) aggregátumok szétiszapolódását hasonlítja össze (a talaj vizes közegbe helyezésétől eltelt kb. 240 másodperc időtartam alatt). A két aggregátum-stabilitási mutató közt ennek ellenére mérsékelt, erős, szignifikáns korrelációt tapasztaltunk ( $r = 0,72$ ) (25. táblázat).



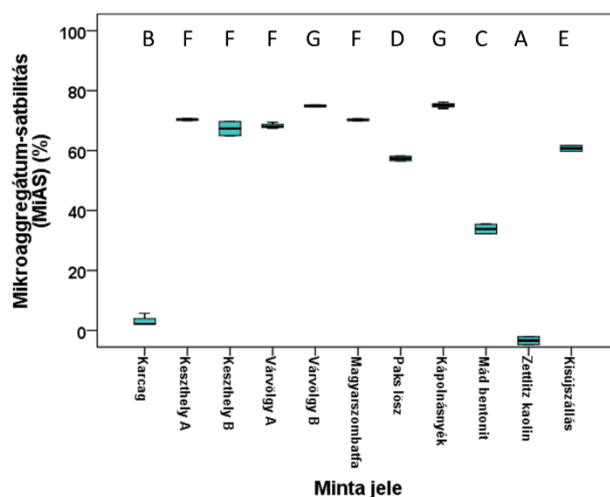
30. ábra

A vizsgált talajok makroaggregátum-stabilitásának (MaAS) összehasonlítása (az eltérő kisbetűk az egymástól szignifikánsan eltérő makroaggregátum-stabilitási mutatójú talajmintákat jelölik egy adott mérési módszeren belül, míg az eltérő nagybetűkkel egy adott talajminta esetében a statisztikailag igazolhatóan eltérő mérési módszerek eredményeit jelöltük)

A különféle makro- és mikroaggregátum-stabilitási mutatókat összevetve elmondható, hogy a legerősebb szignifikáns korrelációt az előnedvesítés nélkül és az előnedvesítéssel mért MaAS értékek ( $r = 0,85$ ), illetve a MiAS és az előnedvesítéssel meghatározott MaAS értékek ( $r = 0,91$ ) közt tapasztaltuk (annak ellenére, hogy a MiAS értékek meghatározásánál nem alkalmaztunk aggregátum-előnedvesítést). Az előnedvesítés nélküli, száraz talajjal végzett makroaggregátum-stabilitás mérések MaAS értékei és a MiAS eredmények, illetve az előnedvesítéssel meghatározott MaAS és a  $SI_{GMD}$  értékek közt csak közepesen erős ( $r = 0,61$  és  $r = 0,59$ ) kapcsolat volt kimutatható, míg az összes többi aggregátumstabilitási mutató közti kapcsolat ennél lényegesen kisebbnek mutatkozott (25. táblázat). A későbbiekben tervezzük a MiAS vizsgálatokat előnedvesített talajokon elvégezni, feltételezéseink szerint az előnedvesítés a mikroaggregátum-stabilitás értékek alakulását is befolyásolhatja. A szakirodalmi tapasztalatok a makro- és mikroaggregátum-stabilitási mutatók összevetésekor általában megegyeznek abban, hogy az egyes mutatók közti korreláció nem szükségszerűen szoros: az egyes eljárások különböző aspektusait vizsgálják az aggregátum-stabilitásnak, és a mintaanyag talajainak egyes tulajdonságai, illetve a mérések során alkalmazott kezelések különféleképpen hatnak az aggregálódás különböző szintjein (LEBRON & SUAREZ, 1992; AMEZKETA, 1999).

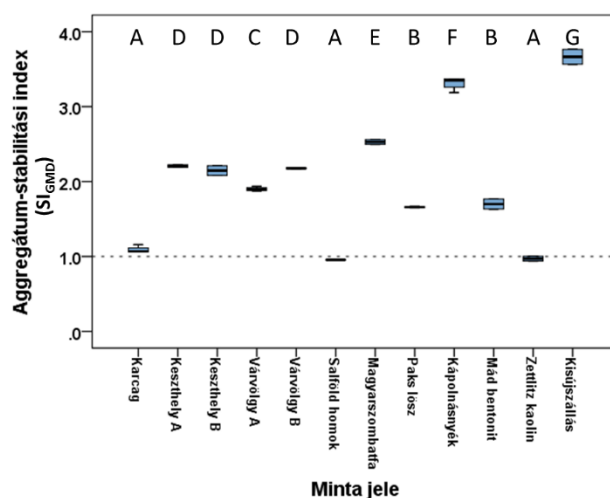
A 33. ábrán az 1 és 2 mm közti mérettartományba eső aggregátumokon végzett mikroaggregátum-stabilitás mérések eredményeit vettem össze az ugyanilyen mérettartományú aggregátumokkal végzett makroaggregátum-stabilitás mérések eredményeivel. A méréseket – előkísérlet jelleggel – elvégeztem desztillált vizes és szerves folyadék (Dunasol 180/220) közegben is. Az eredményeket – a minták és az ismétlések kis száma miatt – statisztikailag nem értékeltem, az azonban jól látható az ábrán, hogy mindhárom talaj makro- és mikroaggregátumai lényegesen stabilabbak voltak az apoláros szerves folyadék közegben, mint

a desztillált vízben. A szerves folyadékokban csupán a mechanikai hatásokkal számolhatunk (ezekkel szemben a karcagi talaj makro- és mikroaggregátumai a legstabilabbak), míg a vizes közegben a mechanikai hatásokon túl elsősorban a poláros vízmolekulák diszpergáló hatása érvényesül (legerősebb a diszpergálódás mértéke a nagy  $\text{Na}^+$ -tartalmú karcagi talajban, mely a mikroaggregátumok stabilitását rontja le elsősorban).



31. ábra

A vizsgált talajok mikroaggregátum-stabilitásának ( $\text{MIAS}$ ) összehasonlítása (az eltérő nagybetűk az egymástól szignifikánsan eltérő mikroaggregátum-stabilitási mutatójú talajmintákat jelölik)



32. ábra

A vizsgált talajok aggregátum-stabilitási indexeinek ( $\text{SI}_{\text{GMD}}$ ) összehasonlítása (az eltérő nagybetűk az egymástól szignifikánsan eltérő makroaggregátum-stabilitási mutatójú talajmintákat jelölik)

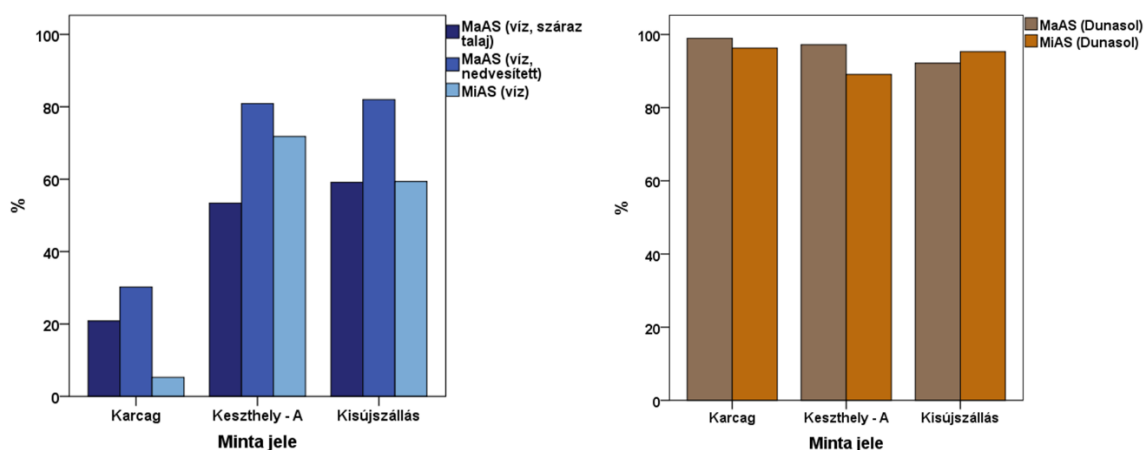
A 34. ábrán a vizsgálatba vont talajminták dezaggregálódását mutatom be az idő függvényében. A grafikonok az LDM MÖ vizsgálatoknál javasolt szemcsefrakció határokat (agyagfrakció:  $< 6,6 \mu\text{m}$ ; porfrakció:  $6,6-60,3 \mu\text{m}$  és homokfrakció:  $> 60,3 \mu\text{m}$ ) figyelembe véve ábrázolják az agyag, por és homok mérettartományba eső szemcsék térfogatszázalékos mennyiségének változását a vizsgálatok ideje ( $\sim 2500 \text{ sec}$ ) alatt. Megállapítható, hogy a vizsgálat ideje alatt (az alkalmazott szétiszapoló hatások eredményeképpen) általában a homokfrakcióba eső részecskék mennyisége csökkent (aggregátum szétesés), míg a por- és agyagfrakcióba eső részecskék mennyisége fokozatosan nőtt (a nagyobb aggregátumok kisebb, a por- és agyagfrakció mérettartományába eső részecskékre estek szét). A közölt energia (a vizsgálat ideje) általában

kevés volt ahhoz, hogy megfigyelhessük a – szakirodalomban leírt – porfrakció maximumot, majd a porfrakció fokozatos csökkenését és az agyagfrakció további növekedését (FIELD ÉS MINASNY, 1999; MASON et al., 2011).

25. táblázat

A makro- és mikroaggregátum-stabilitási mutatók korrelációs mátrixa

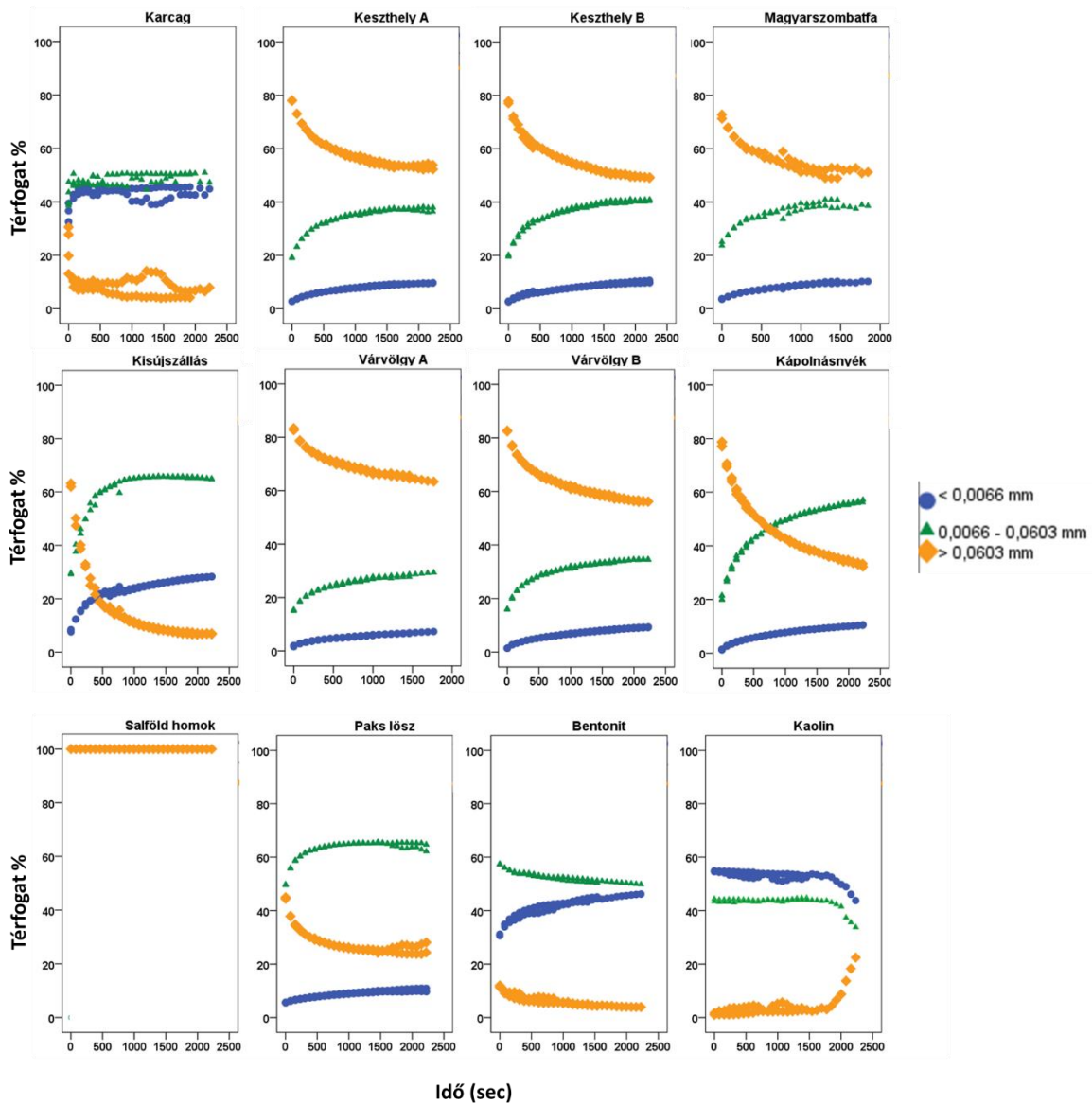
		MiAS (%)	SI <sub>GMD</sub>	MaAS (száraz talaj, víz) (%)	MaAS (nedvesített talaj, víz) (%)	MaAS (nedvesített talaj, DUNASOL) (%)
MiAS (%)	Pearson Correlation	1	0,724**	0,613**	0,908**	-0,248**
SI <sub>GMD</sub>			1	0,362	0,589**	-0,128
MaAS (száraz talaj, víz) (%)				1	0,848**	0,255
MaAS (nedvesített talaj, víz) (%)					1	-0,074
MaAS (nedvesített talaj, DUNASOL) (%)						1

\*\* : Szignifikáns korreláció  $P = 0,01$  szinten

33. ábra

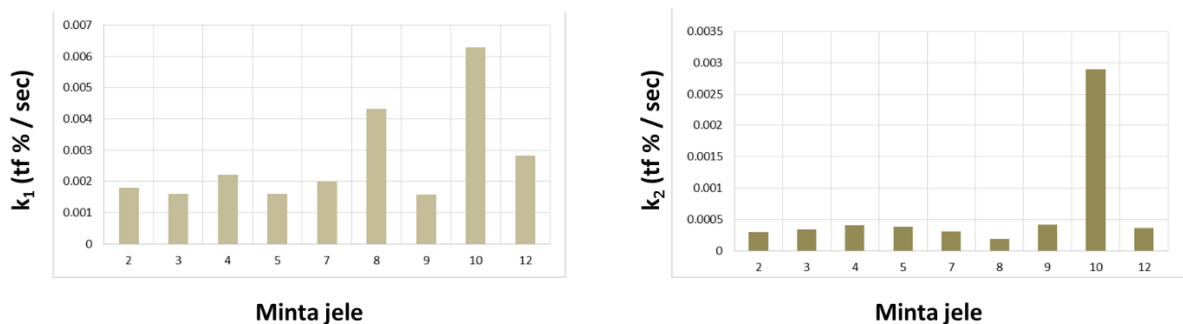
Az 1-2 mm közti aggregátumokkal desztillált vízben és Dunasol 180/220 modellfolyadékban végzett makro- és mikroaggregátum-stabilitás mérések eredményeinek összehasonlítása.

A vizsgált talajminták egy része „rendellenes” dezaggregációt mutatott. A karcagi szolonyec talaj B-szintjéből származó, nagy agyag- és adszorbeált  $\text{Na}^+$ -tartalmú mintán a kezdeti dezaggregálódás után mintha újabb flokkulálódás következett volna be, míg a nagy mennyiségű 1:1 típusú agyagásványt (zömében kaolinitet) tartalmazó kaolin minta a mérés időtartama alatt folyamatosan flokkulálódott. A salfordi homokszemcsék mennyisége a mérés időtartama alatt változatlan maradt. A 35. ábra az illesztett diszpergálódási görbék sebesség konstansait hasonlítja össze. (A „rendellenes” dezaggregálódású karcagi, salfordi és kaolin minta illesztése az alkalmazott módszerrel nem volt lehetséges.) Az aggregátumok szétesésének sebessége ( $k_1$ ) a szerkezet nélküli, illetve nagyon gyengén szerkezetes bentonit (10) és lősz (8) mintában volt a legnagyobb, míg a legkisebb „szétesési sebességgel” az keszthelyi és várvölgyi erdőtalajok B szintjéből (3 és 5), és a kápolnásnyéki csernozjom talajból (9) származó minta dezaggregálódott. A diszperziós sebesség ( $k_2$ ) a bentonit (10) mintánál volt a legnagyobb, és a paksi lősz mintánál (8) a legkisebb.



34. ábra

Az LDM MÖ módszertannal végzett aggregátum-stabilitás mérések időgörbéi.



35. ábra

Az illesztett diszperziós görbék sebesség konstansainak összehasonlítása ( $k_1$  az aggregátumok szétesés,  $k_2$  pedig a diszpergálódás sebesség konstansa)

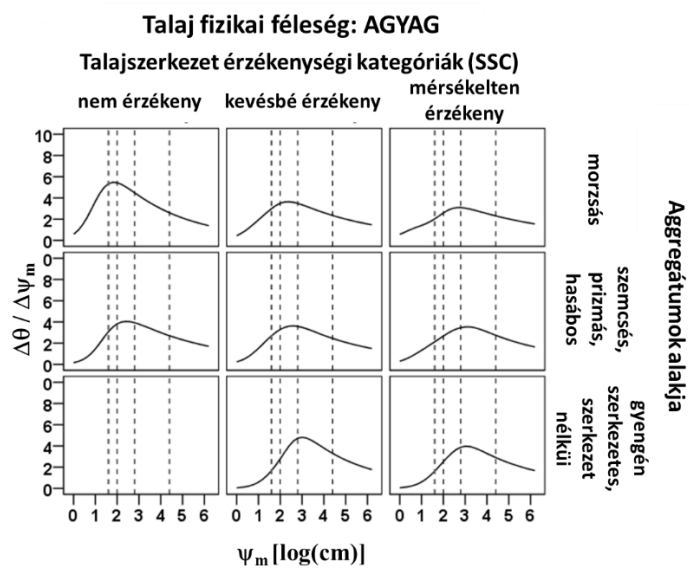
#### 4.2.2. A talajszerkezet és a víztartó képesség kapcsolatának vizsgálati eredményei

A talajaggregátumok egyes morfológiai csoportjai esetében a - CANARACHE és munkatársai (1998) módszertanára támaszkodva – becsült talajszerkezeti degradáció mellett bekövetkező pórusméret-átrendeződést az agyag textúrájú talajok példáján a 36. ábrán mutatom be. A fajlagos víztartó képesség görbék alakjából következtethetünk a pórusméret-eloszlásra (szaggatott vonallal jelöltük az Amerikai Talajtani Társaság által javasolt pórusméret osztályok (SSSA, 1997) határait (a grafikonokon balról jobbra haladva a sorrend: makropórusok, mezopórusok, mikropórusok, ultramikropórusok és kriptopórusok). A görbék maximuma a leggyakoribb pórusméret-tartományt jelöli. Megfigyelhetjük, hogy a morzsás szerkezetű, agyag fizikai féleségű talajok (ilyenek pl. az Alföldi csernozjom talajaink) közül a leromlásra kevésbé érzékenyek több makro- és mezopórust tartalmaznak (ezáltal pl. jobb vízáteresztő képességűek, jobb levegőzöttségűek), mint a leromlásra érzékenyebbek. Az is megfigyelhető, hogy a szemcsés, prizmás vagy hasábos szerkezetű talajok pórusméret-eloszlása a kisebb pórustartományok irányába tolódott el és a gyengén szerkezetes vagy szerkezet nélküli agyag talajokra jellemző a legtöbb kisméretű pórus. Vizsgálataink eredményei megegyeznek a gyakorlati és szakirodalmi tapasztalatokkal (pl. NORTON et al., 2006), újdonságtartalmuk inkább abban áll, hogy egyfajta közvetett bizonyítékot szolgáltatnak a talajszerkezet-érzékenység becslési módszer jóságáról.

A 37. ábrán a különböző fizikai féleségű talajok (USDA textúra osztályozás) normalizált fajlagos víztartó képesség, illetve normalizált pórusméret-eloszlási görbéit mutatom be az eltérő földhasználatok (erdő és szántóföld) szerinti csoportosításban. A 37. ábra grafikonjai azt mutatják, hogy az egyes textúra-osztályok átlagos pórusméret-tartománya széles határok közt változik (talán a szélsőségek, a homok és agyag textúrájú talajok pórusméret-eloszlás görbéi keskenyebbek kissé). Ennek legfőbb oka az, hogy a talaj pórusrendszerének kialakításában az elemi részecskék méret szerinti eloszlásán (MÖ) túl a szerkezeti elemek méret szerinti eloszlása (agronómiai talajszerkezet), illetve az aggregátumok minősége (morfológiai szerkezet és aggregátum-stabilitás) is jelentős szerepet játszik. A talajok pórusrendszere (összevetve pl. egy homogén üledékréteg pórusméret-eloszlásával) általában „rosszul osztályozott”, kevert összetételű, köszönhetően annak, hogy a talajok is általában elemi szemcsék és aggregátumok szerint is kevert összetételűek. Az egyes textúra-osztályok pórusméret-eloszlás görbéit összehasonlítva azt látjuk, hogy elsősorban az eloszlás görbék ferdesége különböző: a homoktalajok kvázi-normál pórusméret-eloszlása fokozatosan átalakul egy erősen deformálódott agyag eloszlás-görbévé. A modális szívóerő (MS) általános növekedési trendjét is jól láthatjuk a homoktalajoktól az agyag fizikai féleségű talajok felé haladva (37. ábra és 26. táblázat). A homoktalajok szignifikánsan a legkisebb MS értékekkel jellemezhetőek, vagyis itt a legnagyobbak az ekvivalens pórusátmérők. Az iszapos agyag és agyag talajokra jellemzőek a legnagyobb MS értékek. Megfigyelhettük a földhasználat mérsékelt hatását is a pórusméret-eloszlásra: a földhasználat némi-képp módosította a fizikai féleség kategóriák leggyakoribb pórusméret-tartomány (MS) szerinti sorrendjét (26. táblázat).

A talajok fizikai féleségének, humusztartalmának és a földhasználatnak a leggyakoribb pórusméretre (MS) gyakorolt kombinált hatását a 38. ábra boxplot diagramjain mutatom be. A talajok szerves anyag tartalmának a talajok aggregálódásában betöltött szerepét az egyes szerzők különbözőféleképp értékelték (pl. CANARACHE et al., 1998; LOVELAND & WEBB, 2003; DEXTER, 2004; REYNOLDS et al., 2009). A kutatási eredmények általában megegyezők arra vonatkozóan, hogy a csökkenő szerves anyag tartalom együtt jár a talajszerkezet leromlásával és a makropórusok csökkenésével. Várakozásainknak megfelelően a normalizált fajlagos víztartó képesség függvényekből meghatározott modális szívóerő értékek (MS), illetve az ezekhez tartozó leggyakoribb pórusméretet a talajszerkezet-változások jó indikátorainak bizonyultak. A talajok fizikai féleségétől és a földhasználatától függő mértékben az MS értékek nőttek (a

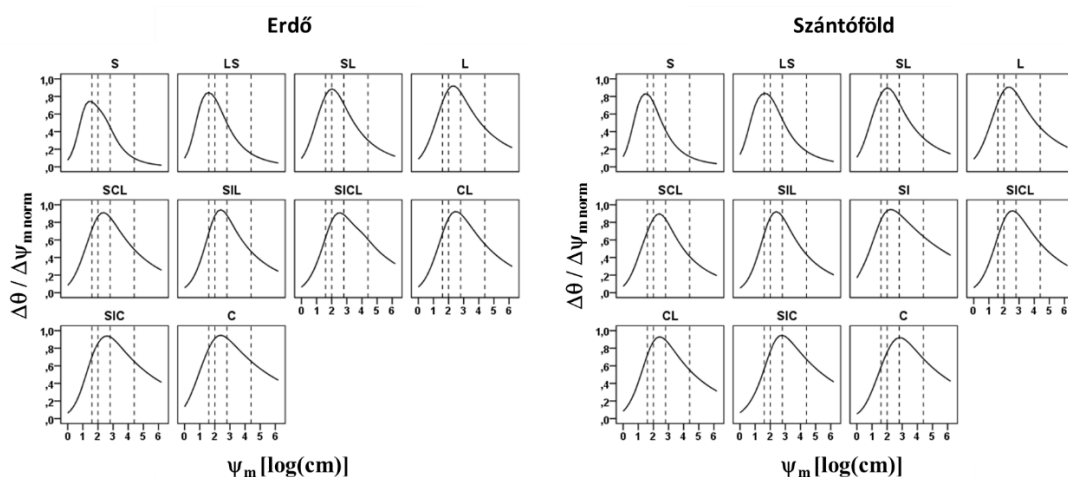
leggyakoribb pórusméretek csökkentek) a humusztartalom csökkenésével. Hasonló trendet tapasztaltunk akkor is, amikor talajszerkezet-érzékenységi kategóriánként hasonlítottuk össze az MS értékeket (39. ábra): a szerkezet-leromlásra érzékenyebb talajok esetében az MS értékek nőttek (a leromlott szerkezetű talajokban a pórusok csökkentek). A talajaggregátumok morfológiája (morfológiai talajszerkezet) is egyértelműen befolyásolja a pórusrendszer kialakulását (pl. BOUMA, 1989; CRESSWELL et al., 1999; LIN et al., 1999). (A szerkezeti elemek morfológiájának számszerűsítése ugyanakkor meglehetősen problémás, főként a nagyobb talajfizikai adatbázisoknál kevés az erre vonatkozó adat.) Általános tapasztalat, hogy a morzsás szerkezetű talajok makropórusokban gazdagabbak, míg a szemcsés, poliédeses vagy leromlott szerkezetű talajok inkább kisebb pórusokat tartalmaznak. A 27. táblázatban a különböző földhasználatú területekről származó talajminták modális szívérejét (MS) hasonlítottuk össze különbözőképpen (aggregátum-morfológia, talajszerkezet-érzékenység és humusztartalom szerint) elkülönített talajcsoportonként (független mintás T-teszt alkalmazásával). Eredményeink azt mutatták, hogy az erdő és a szántóföldi földhasználatú területekről származó minták MS értékei közt néhány talajcsoport esetében szignifikáns különbség mutatható ki (27. táblázat). Ez a különbség azonban csak részben magyarázható a kétféle földhasználatból, az eltérő növényborítottságból eredő szervesanyag-felhalmozódásra, az eltérő humuszminőségre. Az igazolható különbségek ugyanúgy származhatnak a földhasználati típusok eltérő talajműveléséből, tömörödöttségéből, és talajtípus-megoszlásából is.



36. ábra

Kiválasztott talajcsoportok fajlagos víztartó képesség görbéinek összehasonlítása (a szaggatott vonalak a pórusméret-tartományok határait jelölik)

## Földhasználat



37. ábra

Az egyes fizikai féleség osztályok átlagos normalizált fajlagos víztartó képesség, illetve normalizált pórusméret-eloszlás görbéi (a szaggatott vonalak a pórusméret-tartományok határait jelölik) (USDA textúra osztályok → S: homok; LS: vályogos homok; SL: homokos vályog; L: vályog; SCL: homokos agyagos vályog; SIL: homokos iszapos vályog; SICL: homokos iszapos agyagos vályog; CL: agyagos vályog; SIC: homokos iszapos agyag; C: agyag)

26. táblázat

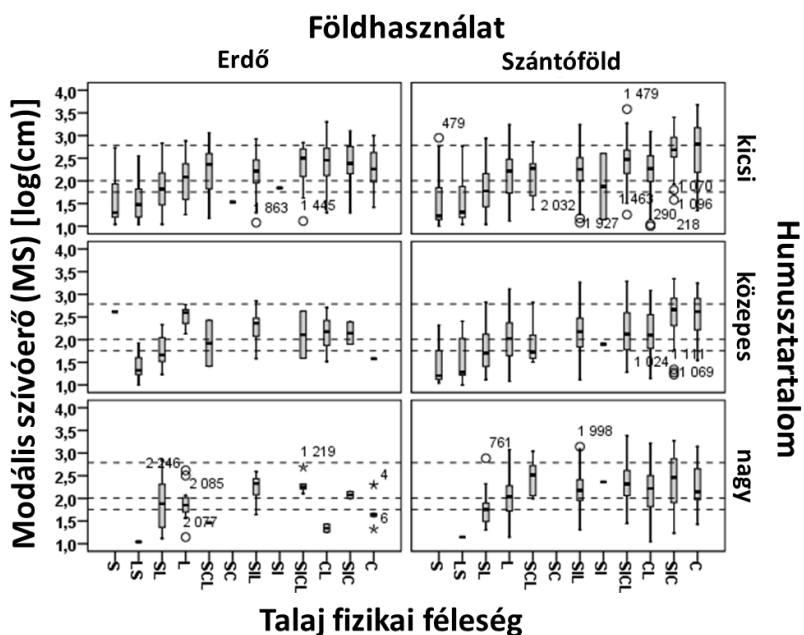
A különböző földhasználatokhoz és fizikai féleség osztályokhoz rendelhető átlagos modális szívóerők (MS) összehasonlítása egyutas varianciaanalízissel (One-way ANOVA) (USDA textúra osztályok → S: homok; LS: vályogos homok; SL: homokos vályog; L: vályog; SCL: homokos agyagos vályog; SIL: homokos iszapos vályog; SICL: homokos iszapos agyagos vályog; CL: agyagos vályog; SIC: homokos iszapos agyag; C: agyag)

Talaj fizikai féleség csoport (USDA)	Modális szívóerő [log(cm)]					
	Erdő		Szántóföld		Mindkét földhasználat	
	Átlag	Duncan-teszt (homogén csoport)	Átlag	Tamhane-teszt (inhomogén csoport)	Átlag	Tamhane-teszt (inhomogén csoport)
S	1,60	ab	1,45	a	1,49	a
LS	1,54	a	1,52	a	1,53	a
SL	1,60	b	1,80	b	1,81	b
L	2,06	c	2,07	c	2,07	c
SCL	2,13	cd	2,11	bcde	2,12	cd
SC	-	-	-	-	-	-
SIL	2,21	cd	2,21	d	2,21	d
SI	-	-	2,00	abcde	1,97	abcde
SICL	2,31	cd	2,34	de	2,34	de
CL	2,26	cd	2,19	cd	2,20	cd
SIC	2,35	e	2,51	e	2,48	e
C	2,10	cd	2,53	e	2,42	cde

27. táblázat

A különböző földhasználatú területekről származó talajminták modális szívóerejének (MS) összehasonlítása talajcsoportonként (csillaggal jelöltük azokat a talajcsoportokat, melyeknél az "erdő" és a "szántóföld" földhasználatú talajok közt a modális szívóerő tekintetében szignifikáns különbség ( $p < 0.05$ ) volt kimutatható) (USDA textúra osztályok → S: homok; LS: vályogos homok; SL: homokos vályog; L: vályog; SCL: homokos agyagos vályog; SIL: homokos iszapos vályog; SICL: homokos iszapos agyagos vályog; CL: agyagos vályog; SIC: homokos iszapos agyag; C: agyag)

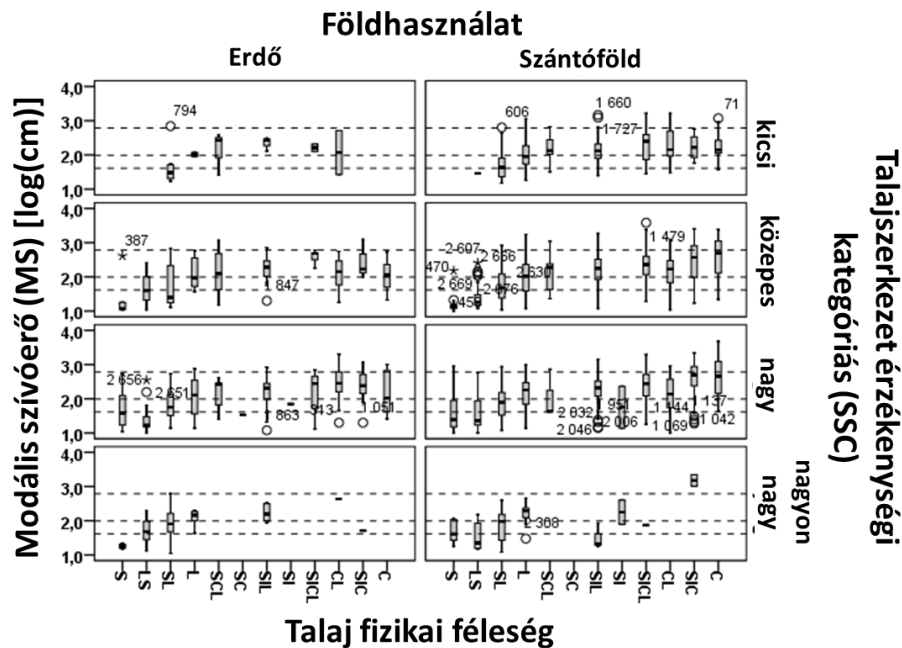
Talaj fizikai féleség csoport (USDA)	Alak			Talajszerkezet-érzékenység				Humusztartalom		
	Morzsás	Prizmás, szemcsés, hasábos	Szerkezet nélküli vagy gyengén szerkezetes	Kicsi	Közepes	Nagy	Nagyon nagy	Kicsi	Közepes	Nagy
S		*	*				*			
LS										
SL										
L	*							*		
SCL										
SC										
SIL							*			
SI										
SICL										
CL						*				*
SIC								*		
C	*			*				*		*



38. ábra

A fizikai féleség, a humusztartalom és a földhasználat hatása a modális szívóerőre (MS) (a szaggatott vonalak a pórusméret-tartományok határait jelölik). (USDA textúra osztályok → S: homok; LS: vályogos homok; SL: homokos vályog; L: vályog; SCL: homokos agyagos vályog; SIL: homokos iszapos vályog; SICL: homokos iszapos agyagos vályog; CL: agyagos vályog; SIC: homokos iszapos agyag; C: agyag)





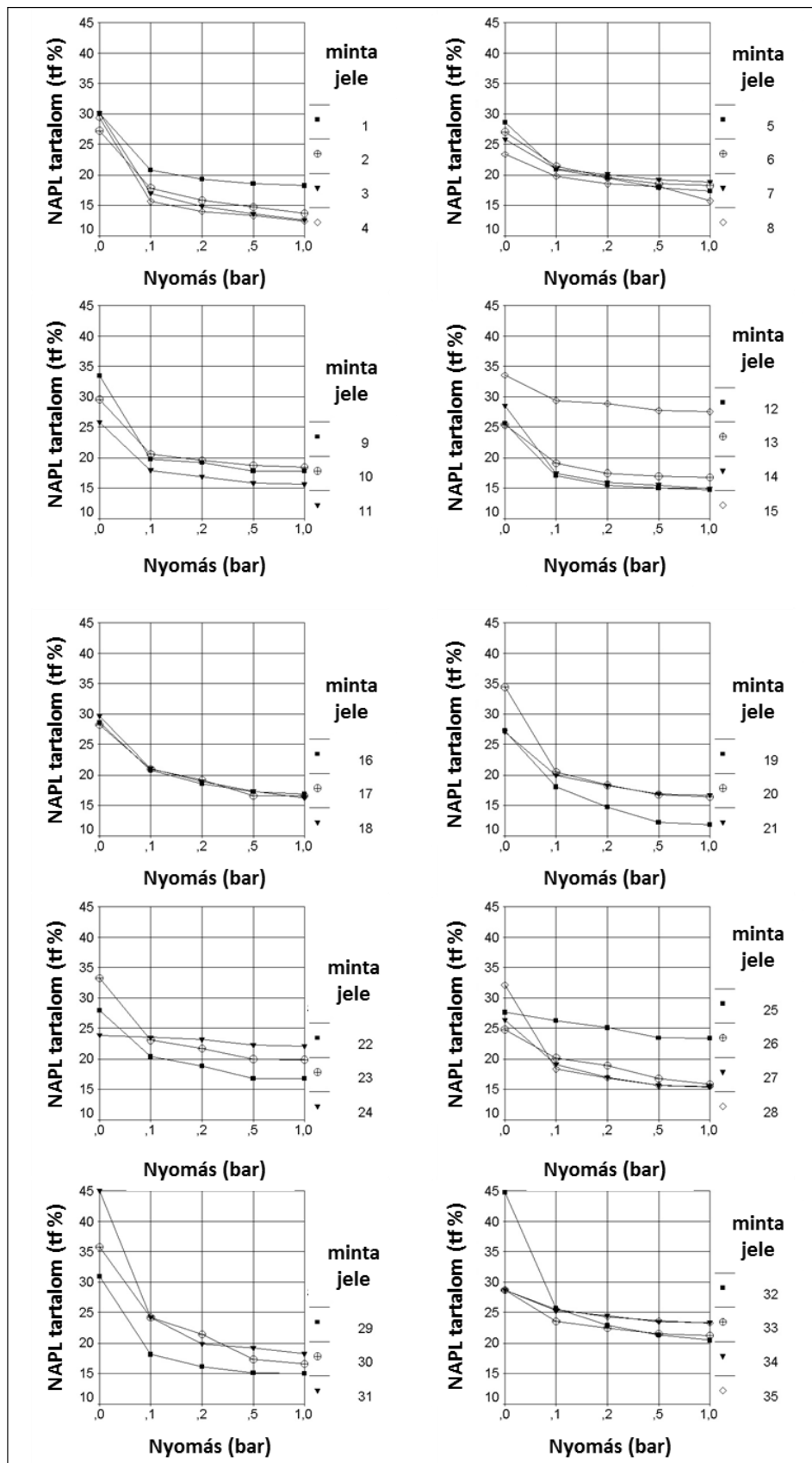
39. ábra

A fizikai féleség, a talajszerkezet-érzékenység és a földhasználat hatása a modális szívóerőre (MS) (a szaggatott vonalak a pórusméret-tartományok határait jelölik). (USDA textúra osztályok → S: homok; LS: vályogos homok; SL: homokos vályog; L: vályog; SCL: homokos agyagos vályog; SIL: homokos iszapos vályog; SICL: homokos iszapos agyagos vályog; CL: agyagos vályog; SIC: homokos iszapos agyag; C: agyag)

A fenti tapasztalataink is megerősítik, hogy a MÖ és a talajszerkezet nagymértékben befolyásolja a talajok pórusméret-eloszlását és ezzel összefüggésben a víztartó és vízvezető képességét. Míg a MÖ egy időben állandó talajtulajdonságnak tekinthető, addig a talajszerkezet természetes és antropogén hatásokra (pl. duzzadás-zsugorodás, fagyás-olvadás, talajművelés, tömörödés, különféle szennyezők) viszonylag gyorsan megváltozhat. A szerkezeti változások mértékét befolyásolják egyéb, az aggregátumok stabilitását meghatározó talajtulajdonságok. Ezek közül talán a legfontosabb a talajok szerves anyagának mennyisége és minősége, mely szoros összefüggést mutat a földhasználattal és a növényborítottsággal. A MARTHA adatbázisra támaszkodó földhasználat – talajszerkezet – mechanikai összetétel – porozitás/víztartó képesség kapcsolatokat vizsgáló kutatásaink első eredményei módszertani alapot nyújthatnak a további talajszerkezet kutatásokhoz.

### 4.3. A talajok szerves folyadék-visszatartó képességével kapcsolatos vizsgálatok eredményei

A talajok szerves folyadék-visszatartó képességének mérésével kapcsolatos eredményeink közül dolgozatomban az első vizsgálataink eredményeit mutatom be. Ezek a mérések alapozták meg későbbi, nagyobb mintaseregen elvégzett vizsgálatainkat, melyek eredményeit – terjedelmi okokból – dolgozatomban részletesen nem ismertetem, csak röviden utalok azok tapasztalataira (HERNÁDI et al., 2012a,b; 2013; HERNÁDI & MAKÓ, 2014a,b, c).



40. ábra

A mért NAPL-visszatartó képesség görbék talajszelvények szerinti csoportosításban

Az eredeti szerkezetű talajok szerves folyadék-visszatartó képességét vizsgáló első mérés-sorozat eredményeit a 40. ábrán mutatom be. Az ábrák grafikonjain a vizsgált talajszelvények egyes genetikai szintjeinek NAPL-visszatartás (szerves folyadék: Dunasol 180/220) görbéit ábrázoltuk (a visszatartott NAPL mennyiségét tf%-ban megadva). Az NAPL-visszatartási görbék nagy változatosságot mutattak, a begyűjtött minták fizikai féleségétől, szerkezetességétől, szerves anyag tartalmától stb. függően.

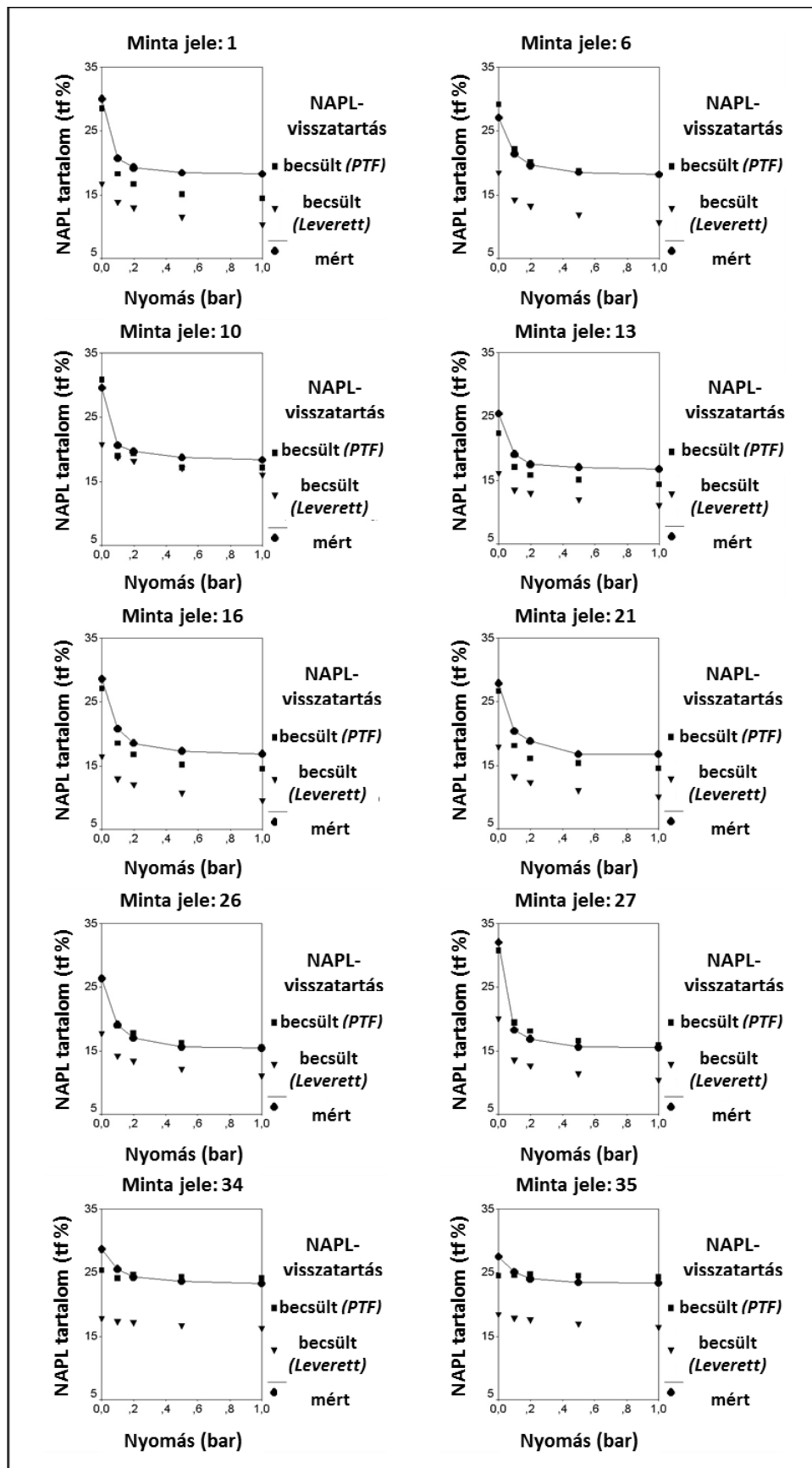
Mivel a víztartó képesség mérések és a NAPL-visszatartó képesség mérések nem azonos nyomásértékeken történtek (a mérési módszer különbözősége miatt), a 14. egyenlettel illesztett értékeket használtuk a továbbiakban a folyadék-visszatartási értékek összehasonlítására. Megállapítottuk, hogy az egyenlet (Brutsaert-féle összefüggés) a nemlineáris illesztéssel történő parametrizálás után jól leírta mindkét folyadékra vonatkozóan a folyadék-visszatartást ( $R^2 > 0,9$ ), így az illesztett értékek az összehasonlításra, illetve a további statisztikai vizsgálatokra alkalmasak voltak.

Az NAPL-visszatartás görbék hagyományos, Leverett-féle becslésének (1. egyenlet) lehetséges alternatívájaként vizsgáltuk – a vizes rendszerek PTF-einek analógiájára – az egyszerűbben mérhető talajtulajdonságokra alapuló becslési módszerek kidolgozásának lehetőségét. A lineáris regressziós módszerrel (15. egyenlet) kapott első becslő egyenleteinket a 28. táblázatban mutatom be. Az egyenletek (PTF-ek) alkalmazásával az NAPL-visszatartó képesség görbék egyes pontjait becsülni tudtuk az MÖ vizsgálati eredmények, a talajok térfogattömege és humusztartalma alapján (MAKÓ, 2002; 2005). A 41. ábrán összehasonlítottam a kétféle (hagyományos, Leverett-féle és a PTF alapú) becsléssel kapott NAPL-visszatartási értékeket a mért értékekkel. Elmondható, hogy a PTF alapú becslések jelentős javulást eredményeztek a Leverett-típusú skálázási módszerhez képest. A skálázás statisztikailag igazolhatóan alulbecsülte a NAPL-visszatartást (ld. KESSLER & RUBIN, 1987; KELLER & SIMONS, 2005), a becslés hibája (RMSE = 7,23) közel négyszeres volt a PTF alapú becslések hibájának (RMSE = 1,78). Az új becslési módszer nagyobb pontossága és megbízhatósága előrevetítette annak lehetőségét, hogy – további változatos talajtulajdonságú, nagyszámú talajminta sorozatok mérési adataira épülő, kibővített „szerves folyadék-visszatartási adatbázison” alapuló – olyan új becslési eljárásokat dolgozzunk ki, melyek eredményesen felhasználhatóak lesznek a NAPL szennyezések modellezése vagy különféle olajszennyezés-érzékenység térképek készítése során (HERNÁDI & MAKÓ, 2014a,b, c).

28. táblázat

A talajtulajdonságok és az NAPL-visszatartó képesség kapcsolatát leíró regressziós összefüggések

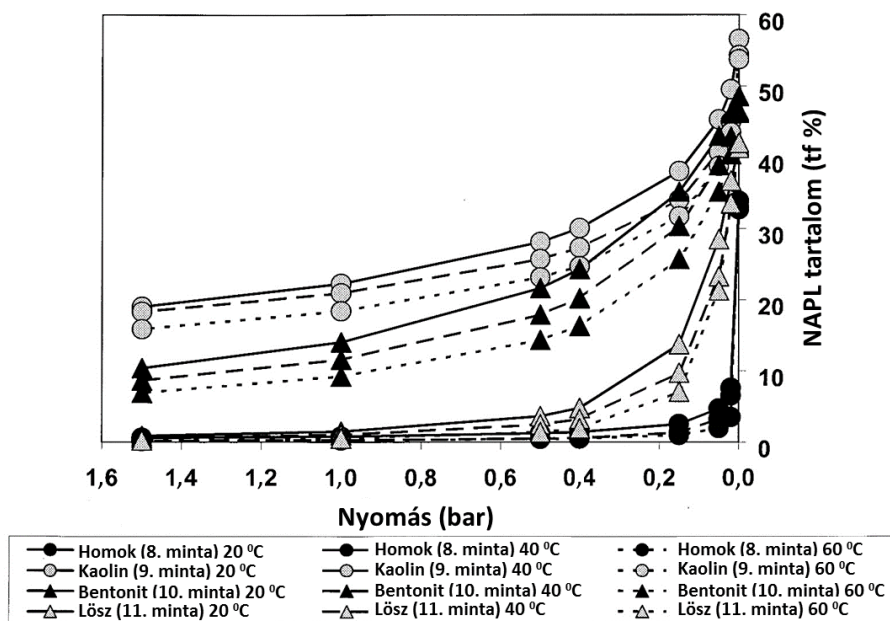
$Y = b_0 + b_1X_1 + b_2X_2 + b_3X_1X_2 + b_4X_1^2 + b_5X_2^2$ (Y: NAPL visszatartás [tf%]; $b_0$ - $b_5$ : regressziós egyenletek paraméterei; $X_1$ - $X_2$ : az első és második helyen legjelentősebb független változók [talajtulajdonságok]; $R^2$ : determinációs koefficiens; N: mintaszám; CL: agyag %; SI: por %; SA: homok %; HUM: humusz %; BD: térfogattömeg [g cm <sup>-3</sup> ])										
Nyomás (bar)	$X_1$	$X_2$	$R^2$	N	$b_0$	$b_1$	$b_2$	$b_3$	$b_4$	$b_5$
0	SI	BD	0,869	70	14,131	2,037	-	-0,776	-8,78E-03	-
0,1	SA	CL	0,694	70	29,628	-0,301	-8,19E-02	-	1,86E-03	-
0,2	SA	HUM	0,741	70	26,260	-0,342	-0,859	3,89E-02	2,36E-03	-
0,5	SA	HUM	0,766	70	26,601	-0,407	-2,093	3,87E-02	3,44E-03	0,188
1	SA	HUM	0,771	70	26,631	-0,450	-2,231	4,49E-02	3,98E-03	0,208



41. ábra

A mért és becsült NAPL-visszatartás értékek összehasonlítása

A talajok NAPL-visszatartásával foglalkozó vizsgálataink közül a továbbiakban a szerves folyadék-visszatartás hőmérséklet-függésével kapcsolatos eredményeinket mutatom be. Az előzőekben leírtakhoz hasonlóan ennél a vizsgálatsorozathoz is a mért értékekre a Brutsaert összefüggéssel (14. egyenlet) illesztett görbék számított értékeit használtuk a statisztikai vizsgálatok és összehasonlítások során (az illesztések  $R^2$  értéke minden görbe esetén 0,9 felett volt). A kiválasztott talajok különböző hőmérsékleteken (20 °C; 40 °C; 60 °C) mért NAPL-visszatartó képesség görbéit („extrakciós izotermáit”) a 42. és 43. ábrákon mutatom be. A talajok szerves folyadék-visszatartó képesség görbéinek lefutása a talajtextúra, porozitás, agyagásvány összetétel, humusz- és mésztartalom függvényében nagy változatosságot mutatott mindhárom hőmérsékleten.

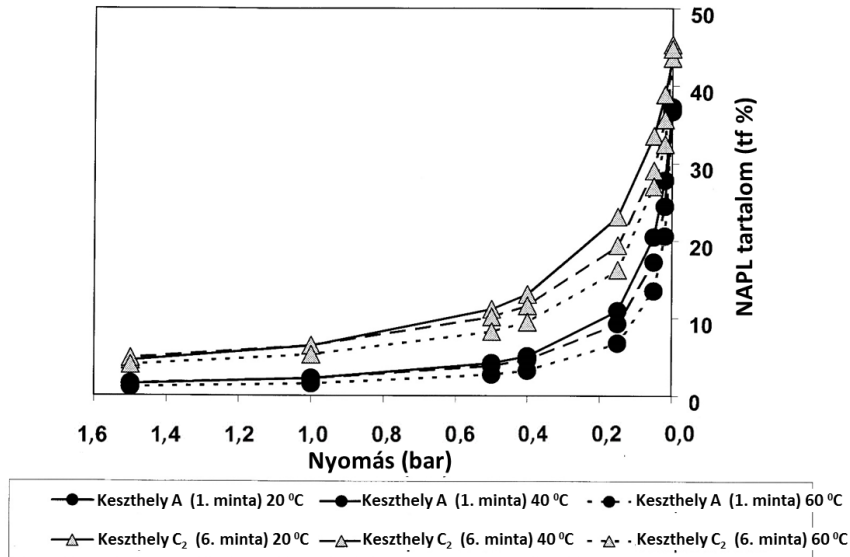


42. ábra

Néhány talajképző kőzet és ásványi őrlemény minta különböző hőmérsékleteken mért szerves folyadék-visszatartó képesség görbéje („extrakciós izotermája”)

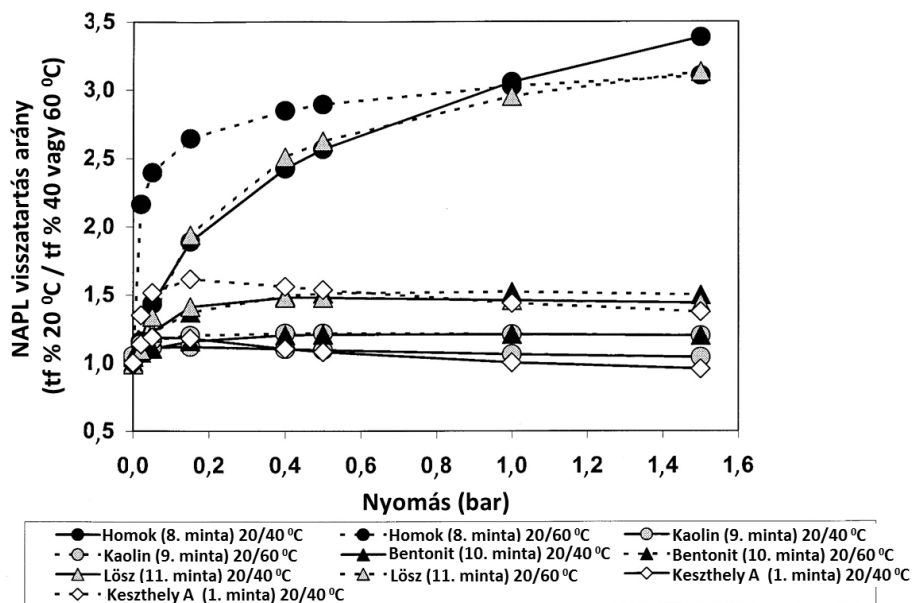
Előkísérlet-jellel (hiszen mindössze hatféle talajmintát vizsgáltunk) meghatároztuk azokat a PTF-eket, melyek az egyes hőmérséklet-tartományokban a legmegfelelőbbben leírják a NAPL-tartalom – nyomás összefüggéseket (MAKÓ & ELEK, 2006). Megállapítottuk, hogy az adott mintasoron a MÖ, a talajok térfogattömege és mésztartalma határozta meg elsősorban a szerves folyadék-visszatartás mértékét. A regressziós összefüggések azonban mindhárom hőmérséklet-tartományban eltértek egymástól, ami arra hívta fel a figyelmet, hogy (a) az NAPL-visszatartás vizsgálatok során indokolt a szigorú hőmérséklet-szabályzás mellett történő mérés; (b) a mérési adatbázis alapján kidolgozott PTF-ek csak arra a hőmérséklet-tartományra érvényesek, mely tartományban az eredeti mérések történtek (MAKÓ & ELEK, 2006). A különböző hőmérsékleteken mért „extrakciós izotermákat” összehasonlítva elmondható, hogy a szerves folyadék-visszatartó képesség szignifikánsan csökkent a hőmérséklet emelkedésével. A 44. ábrán bemutatom azokat a grafikonokat, melyek az eltérő hőmérsékleteken visszatartott NAPL mennyiségek arányait ábrázolják a vizsgált talajminták esetében. Megállapítható, hogy a hőmérséklet emelkedésének NAPL mobilizáló hatása (az arányszámok nagysága) általában a nagyobb nyomástartományokban nagyobb, vagyis a hőmérséklet emelkedésének a kisebb pórusméret-tartományokban visszatartott NAPL mobilissá tételére van nagyobb hatása (MAKÓ & ELEK, 2006). A hasonló mérések – megítélésünk szerint – eredményesen felhasználhatók a különféle termikus kármentesítési módszerek elméleti

megalapozásában ugyanúgy, mint pl. az eltérő hőmérsékletű talajrétegekben történő olaj-szennyezés vándorlásának pontosabb előrejelzésében. Nagyobb adatbázisok alapján a későbbiekben esetleg lehetséges olyan PTF-ek megalkotása is, melyek független változóként a talajok hőmérsékletét is tartalmazzák.



43. ábra

A keszthelyi talajszelvény (Ramann-féle barna erdőtalaj) két szintjének különböző hőmérsékleteken mért szerves folyadék-visszatartó képesség görbéje ("extrakciós izotermája")



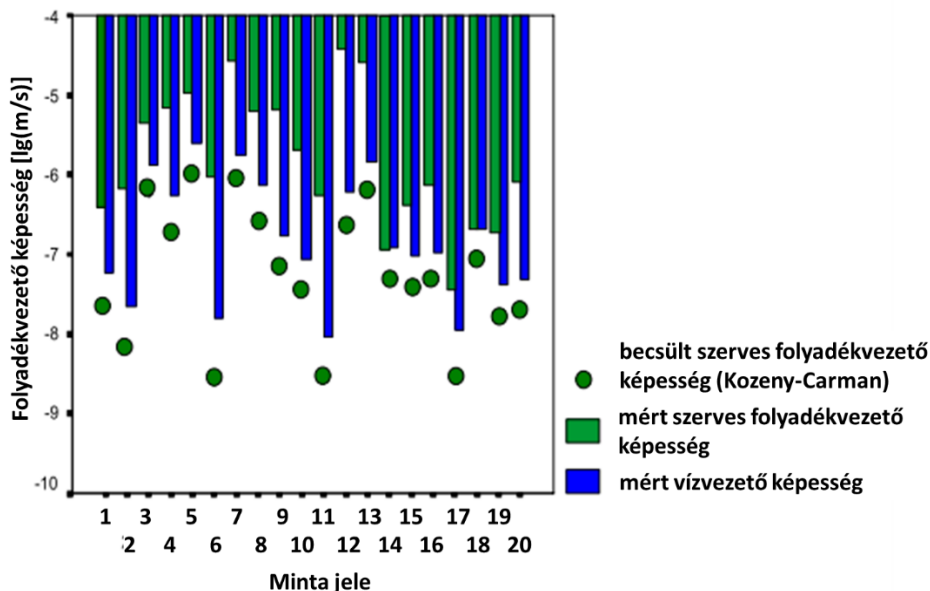
44. ábra

Az "extrakciós izotermákból" számolt NAPL-visszatartási arányok összehasonlítása

#### 4.4. A talajok szerves folyadékvezető képességével kapcsolatos vizsgálatok eredményei

Az eredeti szerkezetű talajmintákon mért vízvezető és szerves folyadékvezető képesség eredményeit és a 4. egyenlet felhasználásával végzett szerves folyadékvezető képesség becslés eredményeit a 45. ábrán mutatom be. Megállapítható, hogy az eredeti szerkezetű talajminták általában legalább egy nagyságrenddel jobban vezetik a vizsgálatba vont szerves modellfolyadékot, mint a vizet. Ennek okát főként abban látjuk, hogy az eredeti szerkezetű talajoszlopok talajai a víztelítés hatására beduzzadnak, illetve az aggregátumok eliszapolódnak, aminek hatására a folyadékvezetésre szolgáló nagyobb átmérőjű pórusok beszűkülnek, a folyadékvezetés sebessége lecsökken (v.ö. MITCHELL, 1976; HEAD, 1984; BOYNTON & DANIEL, 1985; BENSON et al., 1994). A szerves folyadéktelítés hatására sem duzzadás, sem aggregátum szétesés nem (vagy csak csekély mértékben) következik be, a pórusrendszer közel változatlan marad, melynek következménye a nagyobb szerves folyadékvezető képesség (GERSTL et al., 1994; GRABER & MINGERLIN, 1994; JARSO et al., 1997).

A Kozeny-Carman egyenlettel (4. egyenlet) becslött és a mért szerves folyadékvezető képességeket összehasonlítva megállapítható, hogy a szénhidrogén-szennyezés terjedési modellekben széleskörűen használt 4. egyenlet a talajok szerves folyadékvezető képességét általában alaposan alulbecsli, ezért becslési módszerként nem javasolható (ld. KESSLER & RUBIN, 1987).



45. ábra

Az eredeti szerkezetű talajmintákon mért vízvezető és szerves folyadékvezető képesség, illetve a Kozeny-Carman összefüggés alapján becslött szerves folyadékvezető képesség értékek összehasonlítása

A továbbiakban kerestük a mért szerves folyadékvezető képesség értékek kapcsolatát az egyéb talajtulajdonságokkal, hogy ezzel egy esetleges új becslési eljárást alapozzunk meg. A Campbell-féle függvény (CAMPBELL, 1985) módosított változatát (16. egyenlet) azért választottuk, mert azzal a feltételezéssel éltünk, hogy az olajvezető képesség függ ugyan a vízvezető képességtől, de ezt a kapcsolatot módosítja a fizikai talajféleség és az aggregáltság is. Ezért a függvénybe egyrészt független változóként beválasztottuk a MÖ adatokat, illetve a talajok összporozitását, másrészt – mivel az aggregáltság összefüggésben van a talajok humusztartalmával – a mintákat két csoportra osztottuk humusztartalmuk alapján ( $\leq 0,5$  H%, és  $>0,5$  H%), és csoportonként külön-külön végeztük el a regressziós vizsgálatokat. E vizsgálatok eredmé-

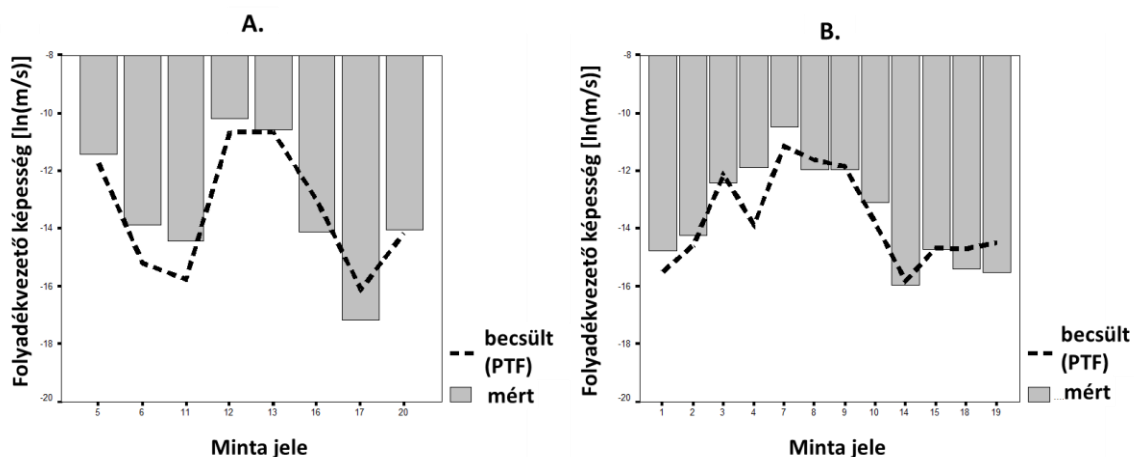
nyeit a 29. táblázatban mutatom be. A táblázat alapján megállapítható, hogy az egyes mintacsoportokon belül a regressziós egyenletek elfogadható pontossággal becslik a szerves folyadékvezető képességet ( $R^2 = 0,67-0,78$ ). Megfigyelhető, hogy a mechanikai összetétel ismeretén túl a talajok összporozitásának ismerete minden esetben döntő a szerves folyadékvezetés becslése szempontjából. A talajok kémiai tulajdonságai közül a humusztartalom, illetve a talajok mésztartalmának ismerete is fontos a megfelelő pontosságú becslés eléréséhez.

29. táblázat

A szerves folyadékvezető képesség becslésére javasolt függvények

Regresszió egyenlet változói		R <sup>2</sup>	n
y: K <sub>NAPL</sub> [m/s]; x <sub>1</sub> : (összporozitás [%]/100); x <sub>2</sub> : K <sub>víz</sub> [m/s]; x <sub>3</sub> : (agyag [%]/100); x <sub>4</sub> : (por [%]/100).			
1. kis humusztartalmú talajok (humusz % ≤ 0,5%): y = 1,82E+06 · x <sub>1</sub> <sup>6,99</sup> · x <sub>2</sub> · EXP(-18,86 · x <sub>3</sub> - 6,34 · x <sub>4</sub> )		0,783	202
2. nagy humusztartalmú talajok (humusz % > 0,5%): y = 6,63E-02 · x <sub>1</sub> <sup>5,86</sup> · x <sub>2</sub> <sup>0,28</sup> · EXP(16,25 · x <sub>3</sub> - 6,12 · x <sub>4</sub> )		0,673	188

A 46. ábra hasonlítja össze a különböző aggregáltságú, illetve különböző humusztartalmú talajok esetében a mért és a 29. táblázat becslő egyenletei alapján számított folyadékvezető képesség értékeit. Az ábrákból kitűnik, hogy a talajtulajdonságokon alapuló becslőegyenletekkel (PTF) számolt folyadékvezető képesség értékek jóval pontosabb egyezést mutatnak a mért folyadékvezető képességgel, mint a Kozeny-Carman típusú becslések (45. ábra). Megállapítottuk, hogy az adatbázis elemzésével kapott regressziós összefüggések támpontot nyújthatnak egy pedotranszfer függvény (PTF) típusú szerves folyadékvezető képesség függvény kidolgozásához. Ugyanakkor a jelenleg rendelkezésre álló adatbázis – további, most már „rutinvizsgálatokkal” – feltétlenül kibővítésre szorul ahhoz, hogy általánosabb érvényű becslőmódszert fejlesszünk ki, illetve hogy statisztikailag is értékelhető legyen az új típusú becslések megbízhatósága, pontossága (ELEK & MAKÓ, 2006).

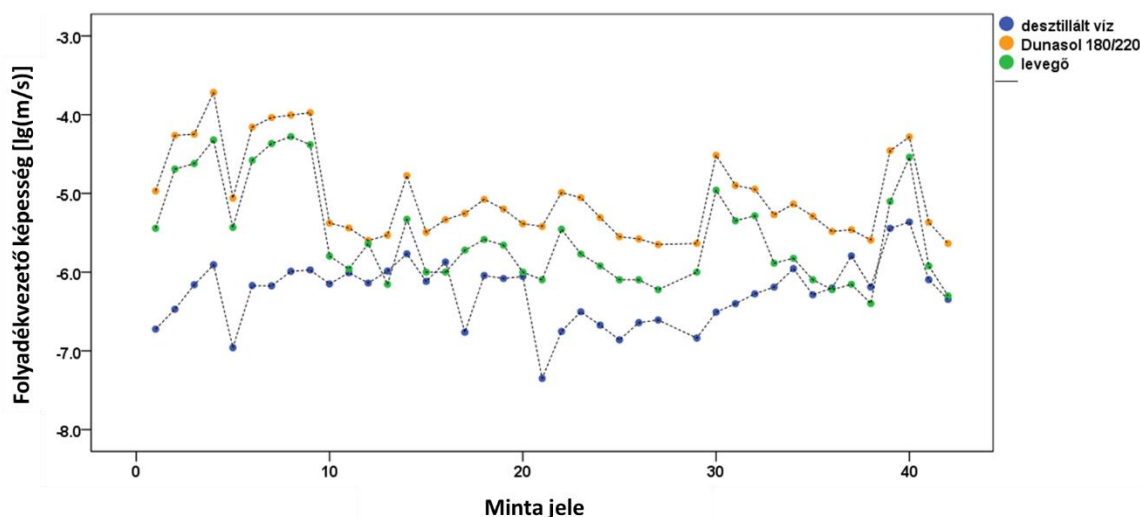


46. ábra

Az eredeti szerkezetű talajminták mért és a talajtulajdonságok alapján képzett becslőegyenletekkel (PTF) számított szerves folyadékvezető képesség értékeinek összehasonlítása (A: kis humusztartalmú talajok, H% < 0,5%; B: nagy humusztartalmú talajok, H% > 0,5%)



A 47. ábrán együtt mutatom be az Országos Műtrágyázási Tartamkísérletek talajaiból készített mesterséges talajoszlopokon mért átlagos légáteresztő képesség, vízvezető és szerves folyadékvezető képesség értékeket. (Az ábra némiképp különbözik az eredményeket közlő cikkünk (MAKÓ et al., 2009) ábrájától, melynek oka egy módszertani kiértékelési hiba. Megállapítható, hogy a talajok szerves folyadékvezető és légáteresztő képessége – a vizsgált mintáktól függően – hasonlóképpen változik (a levegő fázist is „folyadékfázisnak” tekintve a folyadékvezető képesség pontsorok elhelyezkedése a görbéken nagyon hasonló „lefutású”). Ugyanakkor mindkét vezetőképesség pontsortól jelentősen eltérnek a vízvezető képesség értékek. Tapasztalatunk megerősítette azt az előzetes feltételezésünket, hogy a talaj szerves folyadékfázisa – legalábbis a szilárd fázis/folyadékfázis kölcsönhatások tekintetében – hasonlóképpen viselkedik a talajban, mint a levegő fázis: a duzzadási-zsugorodási jelenségek, az aggregátumok szétiszapolódása stb. mindkét „folyadék fázis” esetében elhanyagolhatóak. Ha pedig ez így van, akkor a két „folyadék” esetében számolhatunk a porusrendszerek változatlanságával a folyadékfeltöltés és a mérés során, vagyis a rendszerek ilyen módon ideális porózus rendszereknek tekinthetők és érvényes lehet rájuk a Kozeny-Carman összefüggésből levezethető, a „folyadékpárok” sűrűségén és viszkozitásán alapuló átskálázási lehetőség. Nem ez a helyzet azonban a víz és a szerves folyadékok esetében. Az eltérő szilárd fázis/folyadék fázis kölcsönhatások erősen megkérdőjelezzik a Kozeny-Carman típusú átskálázás alkalmazhatóságát (FERNANDEZ & QUIGLEY, 1985; KESSLER & RUBIN, 1987; UPPOT & STEPHENSON, 1989; BUDHU et al., 1991).

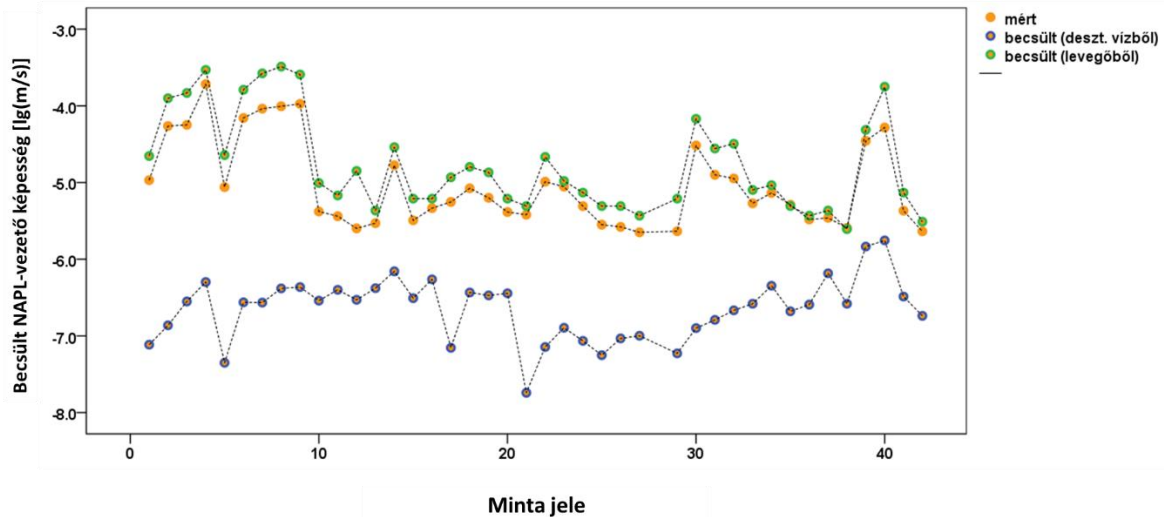


47. ábra

A mesterséges talajoszlopok légáteresztő, vízvezető és szerves folyadékvezető képességének összehasonlítása

A fentiek igazolására elvégeztük a Kozeny-Carman típusú átskálázásokat (4. egyenlet). A desztillált víz esetében  $0,998 \text{ g/cm}^3$  sűrűséggel és  $1 \text{ cP}$  dinamikus viszkozitással, a Dunasol 180/220 szerves modellfolyadékknál  $0,775 \text{ g/cm}^3$  sűrűséggel és  $1,91 \text{ cP}$  dinamikus viszkozitással, míg a levegőnél a száraz levegőre vonatkozó irodalmi értékekkel,  $0,0012045 \text{ g/cm}^3$  sűrűséggel és  $0,0183 \text{ cP}$  dinamikus viszkozitással számoltunk (az adatok  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  hőmérsékletre érvényesek). A szerves folyadékvezető képesség (NAPL-vezetőképesség) mért és Kozeny-Carman egyenlettel becsült értékeit a 48. ábrán mutatom be. Megállapítható, hogy a vízvezető képesség (hidraulikus vezetőképesség) értékek átskálázása általában hibás eredményre vezetett: a vízvezető képesség mérések alapján jelentősen alábecsüljük a szerves folyadékvezető képességet, ráadásul a módszer a különböző minőségű talajok szerves folyadékvezető képesség értékei közti különbségekről is hibás tájékoztatást ad. Ugyanakkor a légáteresztő képesség alapján történő átskálázás jó módszernek mutatkozott az NAPL-vezetőképesség becslésére. A Kozeny-

Carman egyenlettel ugyan kissé felülbecsültük a talajok szerves folyadékvezető képességét (átlagosan dupláját becsültük a mért m/s-ban kifejezett értékeknek, ami a szerves folyadékszennyezések esetében a kockázatbecslésnél talán nem is olyan nagy baj), azonban a különböző minőségű talajok egymáshoz viszonyított NAPL-vezetőképességéről a becslési módszer megbízható információkat szolgáltatott.



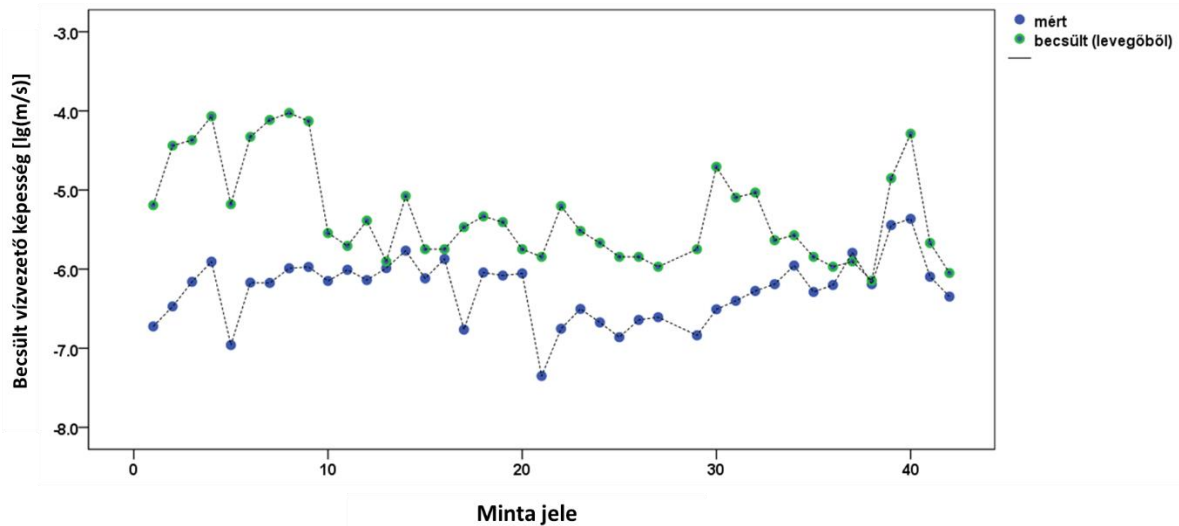
48. ábra

A mesterséges talajoszlopok mért és a Kozeny-Carman összefüggéssel becsült szerves folyadékvezető képességének összehasonlítása (a becslések a mért vízvezető és légáteresztő képesség adatok alapján, a folyadékpárok sűrűség és viszkozitás értékeinek felhasználásával történtek)

Érdekességgéppen elvégeztük a légáteresztő képesség értékekből a Kozeny-Carman típusú átskálázást vízvezető képesség értékekre is, hiszen a talajfizikai módszertanban gyakran ajánlják az egyszerűbben mérhető légáteresztő képesség mérést a hidraulikus vezetőképesség mérések kiváltására. A 49. ábrán összehasonlítottam a talajoszlopok mért és becsült vízvezető képességét. Megállapítható, hogy a becslések általában nagy hibát eredményeztek (esetenként akár két nagyságrenddel is felülbecsülték a mért értékeket) és a mintasor talajainak egymáshoz viszonyított vezetőképesség-arányairól is hibás tájékoztatást nyújtottak. Ennek magyarázata ismét csak a Kozeny-Carman összefüggés érvénytelensége, az eltérő „folyadékok” különböző szilárd fázis/folyadék fázis kölcsönhatásai. Az 50. ábra szórásgörbéin értékeltem a különböző átskálázási módszereket. Elmondható, hogy míg a fáziskölcsönhatások szempontjából hasonló tulajdonságú „folyadékpárok” (NAPL és levegő) esetében az átskálázással történő becslés javasolható (a vezetőképesség logaritmikus értékei közt a lineáris összefüggés  $R^2$  értéke 0,95), addig a Kozeny-Carman típusú becslések a különböző fáziskölcsönhatásokat eredményező folyadékpárok (víz és NAPL vagy víz és levegő) esetében megbízhatatlanok (a lineáris kapcsolat determinációs koefficiense a logaritmusos értékek közt  $\sim 0,1$ ).

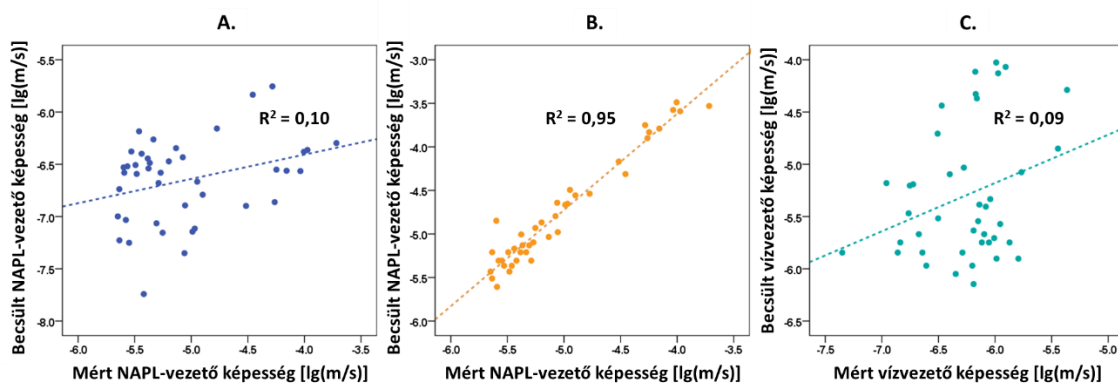
A talajok szerves folyadékvezető képességével kapcsolatos vizsgálataink összefoglalásaként megállapítható, hogy abban az esetben, amikor nem tudjuk megmérni egy adott talaj folyadékvezető képességét egy szerves folyadékszennyezőre, javasolható a talaj légáteresztő képességének mérése és a kapott eredmények felhasználása a Kozeny-Carman típusú becslésekben, a levegő és az adott folyadékszennyező eltérő fizikai tulajdonságainak (sűrűség és viszkozitás) figyelembevételével. Eredményeinkkel mindezt igazoltuk laboratóriumi körülmények közt, légszáraz talajokból készített mesterséges talajoszlopokon. További vizsgálatok szükségesek azonban a módszer terepi körülmények közötti alkalmazhatóságának bizonyítására. Amennyiben nem áll módunkban a talajok légáteresztő képességének mérése, PTF-ekkel is becsülhető az egyszerűen mérhető talajtulajdonságokból a szerves folyadékvezető képesség. Ez esetben

egy – a későbbiekben változatos talajminták nagyobb mennyiségén a vizsgálatokba vont modellfolyadékkal elvégzett méréseken alapuló – megbízható adatbázisra épülő becslési módszerrel első lépésben javasolható az adott talajminta modellfolyadékra vonatkozó vezetőképességének becslése, majd a második lépésben a Kozeny-Carman egyenlettel a tényleges szerves folyadék-szennyezőre történő átskálázás (a két, fáziskölcsönhatások szempontjából hasonló folyadék fizikai paramétereinek figyelembevételével).



49. ábra

A mesterséges talajoszlopok mért és a Kozeny-Carman összefüggéssel becslött vízvezető képességének összehasonlítása (a becslések a mért légáteresztő képesség adatok alapján, a folyadékpárok sűrűség és viszkozitás értékeinek felhasználásával történtek)



50. ábra

A Kozeny-Carman összefüggés alapján végzett folyadékvezető képesség becslések értékelése (A: a mért NAPL-vezetőképesség és a vízvezető képességéből becslött NAPL-vezetőképesség; B: a mért NAPL-vezetőképesség és a légáteresztő képességéből becslött NAPL-vezetőképesség; C: a mért vízvezető képesség és a légáteresztő képességéből becslött vízvezető képesség szórásgörbéi)

## 5. Összefoglalás

A mezőgazdasági *vízkezelések* tervezésének és megóvásának szempontjából egyre növekvő jelentőségűvé válik a *talaj hidrofizikai tulajdonságainak* ismerete, az ezzel kapcsolatos mérési vagy becslő módszerek fejlesztése. Hasonlóan fontos feladat a *vízminőség* romlás megakadályozása. A vízminőség romlás egyik lehetséges oka a talajok és talajvizek szerves folyadékokkal történő elszennyeződése.

A környezetbe kerülő szerves folyadékok közül – felhasznált mennyiségüknél fogva – a különféle kőolajszármazékokkal történő elszennyeződések kockázata a legnagyobb. Mivel a szennyező anyagok terjedése általában a felszín alatt játszódik le, mindig is kihívást jelentett a kutatóknak és mérnököknek, hogy felmérjék, modellezzék és előre jelezzék ezeket a felszín alatti történéseket. A kármentesítési és/vagy monitoring stratégiák kidolgozásához segítséget nyújtó különféle terjedést és transzportot becslő szimulációs számítógépes modellekben – talajfizikai input adatként – általában a szerves folyadék-visszatartó képesség (kapilláris nyomás–folyadékkelítettség) görbének, és a talaj (telítettségi) szerves folyadékvezető képesség értékének ismeretére van szükség, mely talajtulajdonságok drágán és nehezen mérhetőek. A mérés helyett különféle tapasztalati átlagértékeket alkalmaznak, vagy olyan leegyszerűsített becslési módszereket használnak, melyek a talajok vízre meghatározott (mért vagy becsült) hidrofizikai paramétereit – a folyadékok eltérő fizikai, fizikai-kémiai sajátosságait figyelembe véve – „átskálázzák” a vizsgált szerves folyadéokra. A tapasztalatok azonban azt mutatják, hogy ezek a becslési módszerek meglehetősen pontatlanok; kiváltásukra pontosabb alternatív becslési módszereket kell keresni.

A szerves folyadékokkal történő talajfizikai vizsgálatoknak – a környezetvédelmi vonatkozásokon túl – egyéb gyakorlati jelentősége is lehet. Mivel – a vízzel ellentétben – ezekre a folyadékokra nem (vagy csak mérsékelten) jellemző a szétiszapoló, dezaggregáló hatás a talajminták folyadékkelítése és a mérések során, sikerrel felhasználhatóak a talajok szerkezetét (szerkezet-stabilitását vagy a talajminták eredeti pórusviszonyait) jellemző vizsgálatokban is.

Az 1980-as évek végén a Pannon Egyetem Georgikon Karán, a Növénytermesztéstani és Talajtani Tanszékén kezdtük el módszertani jellegű talajfizikai vizsgálatainkat vízzel és különféle szerves folyadékokkal, majd folytattuk a méréseket az MTA ATK TAKI Talajfizikai és Vízgazdálkodási Osztályán. Akadémiai doktori értekezésemben az 1997 utáni kutatás néhány eredményét kívántam bemutatni.

A kutatómunka során arra kerestem választ, hogy (1.) a talajok hidrofizikai paramétereinek becslése során leggyakrabban figyelembe vett talajtulajdonság, a talajok **mechanikai összetétele** mennyire függ az alkalmazott mérési módszertantól, illetve az egyes mérési módszerek eredményei milyen módon válhatnak összehasonlíthatóvá és milyen módon valósítható meg a különböző módszerekkel mért adatforrásokból származó mechanikai összetétel adatok harmonizációja; (2.) a talajok **szerkezetessége** (mint a hidrofizikai paramétereket egyik leginkább befolyásoló talajtulajdonság) milyen új mérési módszerekkel jellemezhető, illetve a talajszerkezet minősége milyen kapcsolatban áll a talajok víztartó képességével; (3.) megoldható-e a talajok **szerves folyadék-visszatartó és folyadékvezető képességének** rutin szintű laboratóriumi **mérése** egy nagyobb elemszámú „szerves folyadék fázisú” talajfizikai adatbázis létrehozása céljából (4.) megbízhatóbb módon becsülhető-e **a talajok szerves folyadék-visszatartó és folyadékvezető képessége** új, mért adatokra épülő adatbázisokon kifejlesztett pedotranszfer függvény jellegű becslő eljárásokkal, mint a hagyományos ún. „átskálázási” technikákkal?

Dolgozatomban áttekintettem a mechanikai összetétel mérések (ezen belül kiemelten a lézerdiffrakción alapuló mérések) módszertanával, a talajok szerkezetességével (elsősorban az

aggregátum-stabilitással), a (hangsúlyosan a szerves folyadékokra vonatkozó) folyadék-visszatartó és –vezető képesség mérésekkel és becslésekkel, illetve a légáteresztő képesség mérésével foglalkozó szakirodalmat.

A bemutatott vizsgálatokba vont talajminták, illetve a felhasznált talajtani adatbázisok vizsgálatcsoportonként (az elnyert kutatási támogatásoktól függően) különbözőek voltak, ezért célszerűnek tartottam ezek részletesebb bemutatását. A vizsgálatokhoz a desztillált vízen kívül a Dunasol 180/220 nevű, aromás komponensektől mentes apoláros modellfolyadékot használtuk.

Alkalmazott vizsgálati módszereink részben hagyományosak voltak (pl. pipettás mechanikai összetétel mérések, víztartó és vízvezető képesség mérések), részben hazai körülmények közt újszerű mérési módszereket alkalmaztunk (pl. lézerdiffrakciós mechanikai összetétel vizsgálatok, légáteresztő képesség mérések), és számos vizsgálati módszert fejlesztettünk tovább, illetve ki (pl. aggregátum-stabilitás mérések, szerves folyadék-visszatartó és –vezető képesség mérések).

A dolgozatban bemutatott eredmények a következőképpen foglalhatóak össze:

Tapasztalataink szerint a **szítás-pipettás mechanikai összetétel (SPM MÖ) vizsgálatoknál** a nemzetközi (ISO/DIS) szabványnál alkalmazott előkezelések némiképp megváltoztatták a szemcsefrakciók arányait a hazai (MSZ) módszertannal mért eredményekhez képest: az agyagtartalom szignifikánsan nőtt, míg a portartalom kisebb mértékben, a homoktartalom nagyobb mértékben igazolhatóan csökkent, melynek valószínűsíthető magyarázata az, hogy az MSZ módszernél az elemi részecskék egy része mikroaggregátum formában marad. Összehasonlító vizsgálataink eredményei igazolták az ISO/DIS módszer nagyobb pontosságát. Az általunk javasolt pedotranszfer függvények alkalmazásával az MSZ eredmények alapján becsült ISO/DIS frakciók mennyiségeit jelentősen sikerült közelíteni a mért értékekhez. Pontosságában a becslési módszer jelen formájában az ISO/DIS mérési módszert ugyan nem képes kiváltani, de használata (ISO/DIS mérési lehetőségek vagy adatok hiányában) mindenképp javasolható.

A **lézeres szemcseanalizátorral** végzett mechanikai összetétel vizsgálatok (**LDM MÖ**) és a **nemzetközi szabvány (ISO)** szerinti hagyományos szítás-pipettás mechanikai összetétel mérések (**SPM MÖ**) összehasonlítása után megállapítható, hogy az LDM MÖ általában alulbecsli az agyagtartalmat és felülbecsli a portartalmat az SPM MÖ mérések eredményeihez viszonyítva. A mérési eredmények összehasonlíthatósága érdekében – statisztikai vizsgálataink alapján – javasoltuk az LDM szemcsefrakciók mérethatárának megváltoztatását: az előkezelés nélküli (OMNR) mintáknál az agyag/por és a por/homok mérethatár 6,6 és 60,3  $\mu\text{m}$ ; míg az előkezelt, humuszanyagok roncsolásával mért (OMR) minták esetében ezek a mérethatárok 5,8 és 69,2  $\mu\text{m}$ . A mérési eredmények konverziójára javasoltunk továbbá egy – a kiválasztott reprezentatív európai talajmintákon kidolgozott - pedotranszfer függvény „készletet”, melynek használata lehetővé teszi az LDM mérések előtti szerves anyag eltávolítás hosszadalmas, fáradtságos és költséges folyamatának kiváltását is.

Egy regionális adatbázison (Tokaji borvidék) végzett összehasonlító vizsgálaton igazoltuk, hogy a **lézeres szemcseanalizátorral** végzett mechanikai összetétel mérések (**LDM MÖ**) és a **hazai szabvány (MSZ)** szerinti hagyományos szítás-pipettás mechanikai összetétel mérések (**SPM MÖ**) közötti konverzió LDM szemcsefrakció-mérethatár változtatások és pedotranszfer függvények együttes alkalmazásával elfogadható pontossággal szintén megvalósítható. A javasolt LDM szemcsefrakció-mérethatárok ez esetben 7,0  $\mu\text{m}$  (agyag/por) és 50,0  $\mu\text{m}$  (por/homok).

A **talajok szerkezet-stabilitásával** összefüggő módszertani jellegű vizsgálatainkban elsőként a talajok makroaggregátum-stabilitás méréséhez egy megbízható előnedvesítési módszert kerestünk, majd összehasonlítottuk a desztillált vízben és szerves modellfolyadékban mérhető

makroaggregátum-stabilitási mutatókat. Ezután LDM MÖ mérésekre adaptáltuk a hagyományosan pipettás MÖ vizsgálatokkal végzett mikroaggregátum-stabilitási (agyag diszperzió alapuló) módszertant. A mérést néhány talajmintán ez esetben is elvégeztük a szerves modellfolyadékkal. Megállapítottuk, hogy a vizsgált talajok vizes közegben mérhető makro- és mikroaggregátum-stabilitási mutatói jól korrelálnak ugyan egymással, de az egyes mutatók tekintetében a talajok szerkezet-stabilitási sorrendje különböző. Az apoláros szerves modellfolyadékkal szemben a talajok lényegesen nagyobb aggregátum-stabilitást mutattak, mint a poláros (vizes) közegben; ezekkel a mérésekkel valószínűleg a mechanikai hatásokra bekövetkező dezaggregációs folyamatokat tudjuk különválasztani az együttes mechanikai és diszperziós hatásoktól. Mérési eredményeinkkel igazoltuk a különböző minőségű folyadékfázisokat tartalmazó talajokban lejátszódó, eltérő folyadék fázis/szilárd fázis kölcsönhatások egyik tényezőjét. (Az egyes stabilitási mutatók jelentéstartalmának értelmezéséhez, illetve alkalmazhatóságának megállapításához további vizsgálatok szükségesek.) Lézeres szemcseanalizátoros mérés technikával meghatároztuk továbbá a talajok vizes közegben történő szétiszapolódásának időbeni változását, illetve – görbeillesztéssel – a  $k_1$  (aggregátumok szétesése) és a  $k_2$  (diszpergálódás) dezaggregációs sebességi állandókat. Kidolgozott vizsgálati módszereinket további kutatási munkánk során kívánjuk alkalmazni.

A **talajszerkezet és a víztartó képesség kapcsolatát** az általunk kifejlesztett Magyarországi Részletes Talajfizikai és Hidrológiai Adatbázis (**MARTHA**) egy rész-adatállományán vizsgáltuk. A víztartó képesség görbékből származtatott normalizált pórusméret-eloszlás görbék és a szerkezeti tulajdonságok (morfológiai szerkezet, becsült aggregátum-stabilitás) közt jó összefüggést találtunk, mely tapasztalat a későbbiekben segítheti a kvantifikált talajszerkezeti információkat is figyelembe vevő, az eddigieknél megbízhatóbb (víztartó képességet becsülő) pedotranszfer függvények kidolgozását.

A talajok **szerves folyadék-visszatartó és folyadékvezető képességének mérésére** új rutinvizsgálati módszereket dolgoztunk ki, melyek segítségével lehetőségünk nyílt nagyobb, szerves folyadék közegben végzett mérések adatain alapuló talajfizikai adatbázisok létrehozására, illetve az adatbázisok segítségével új becslési módszerek kidolgozására. A szerves folyadék-visszatartó képesség mérésére kifejlesztett eszközzel mérhetővé vált a folyadék-visszatartás hőmérséklet függése is („extrakciós izotermák”), mely a szennyezett talajok kármentesítése során jelenthet fontos információt.

A talajok **szerves folyadék-visszatartó és folyadékvezető képességének becslésére** vonatkozóan jelen dolgozatban – terjedelmi okokból – csak az első vizsgálati eredményeinket mutatam be. Megállapítottuk, hogy mind a szerves folyadék-visszatartó, mind pedig a szerves folyadékvezető képesség becslése esetében javasolható az egyszerűen mérhető talajtulajdonságokat figyelembevevő pedotranszfer függvények használata a hagyományos „átskálzási” módszerek helyett; hiszen lényegesen megbízhatóbban becsülhetők pedotranszfer függvényekkel ezek a – terjedési modellekben nélkülözhetetlen – talajfizikai jellemzők. (Az általánosabb érvényű pedotranszfer alapú becslések kidolgozásához mindazonáltal az adatbázisok új mérési adatokkal történő folyamatos bővítése szükséges.) Ugyanakkor a szerves folyadékvezető képesség becslésére a pedotranszfer függvényeknél is megbízhatóbb módszert kínál a talajok légáteresztő képességének meghatározása. A légáteresztő képesség adataiból történő szerves folyadékvezető képesség becslés alkalmazhatóságát laboratóriumi körülmények közt, mesterséges talajoszlapon igazoltuk, igazi áttörést ezen a téren azonban a terepi módszertan validálása jelenthet majd.

## 6. Új tudományos eredmények

A vizes és nem-vizes folyadékfázist tartalmazó talajokra vonatkozó új talajfizikai mérő- és becslőmódszerek kidolgozásával kapcsolatos új tudományos eredményeket az alábbiak szerint csoportosítottam:

Módszertani összehasonlító vizsgálatssorozatot végeztünk 69 talajszelvény 339 különböző genetikai szintjeiből származó talajminta soron a szítás-pipettás mechanikai összetétel (SPM MÖ) vizsgálatok két eljárásával: a nemzetközi ISO/DIS szabvány ((ISO/DIS 11277:1994) és a hazai MSZ szabvány (MSZ-08.0205-78) szerinti vizsgálati módszerrel. Azt tapasztaltuk, hogy a két módszertannal kapott eredmények eltérnek egymástól: az ISO/DIS módszerrel mért agyagtartalom igazolhatóan nőtt, míg a portartalom kisebb mértékben, a homoktartalom nagyobb mértékben csökkent a MSZ módszertannal mért értékekhez képest, mely valószínűsíthetően az MSZ módszertan elégtelen dezaggregáló hatásával magyarázható. Egyéb talajfizikai vizsgálatok eredményeivel (higroszkópos nedvesség, Arany-féle kötöttségi szám) történő összehasonlító vizsgálataink igazolták az ISO/DIS módszertan nagyobb pontosságát. A mérési adatokra épülő adatbázison megvizsgáltuk egy statisztikai alapú becselő módszer (pedotranszfer függvény) kidolgozásának lehetőségét, mellyel az ISO/DIS frakciók (ISO/DIS mérési lehetőségek vagy adatok hiányában) az MSZ mérési adatokból megbízható pontossággal számíthatók.

- 1. Becslő módszert javasoltunk, melynek segítségével az MSZ módszertan szerinti MÖ vizsgálati eredmények és a talajok egyszerűen mérhető alapvizsgálati eredményei alapján megfelelő pontossággal számítható a nemzetközi (ISO/DIS) módszer szerinti mechanikai összetétel.**

A LUCAS (Land Use/Land Cover Area Frame Survey) talajadatbázisból geostatistikai módszerekkel kiválasztott 400 db reprezentatív európai talajmintán összehasonlító mechanikai összetétel (MÖ) vizsgálatokat végeztünk a nemzetközi ISO szabvány (ISO 11277:2009(E)) szerinti hagyományos szítás-pipettás (SPM) eljárással és lézerdiffrakciós mérés technikával (LDM) (Malvern Mastersizer 2000). Az ISO SPM módszerrel a vizsgálatok előtt elroncsoljuk a talaj szerves anyag tartalmát; az LDM módszer esetében a vizsgálatokat elvégeztük szerves anyag elroncsolása nélkül (OMNR) és szerves anyag elroncsolásával (OMR) is. Az eredményeket értékelve megállapítható, hogy az LDM MÖ általában alulbecsli az agyagtartalmat és felülbecsli a portartalmat az SPM MÖ mérések eredményeihez viszonyítva. A mérési eredmények összehasonlíthatósága érdekében – statisztikai módszerekkel – vizsgáltuk az LDM szemcsefrakciók mérethatár változtatásának hatásait, illetve az LDM – ISO SPM adatkonverzió lehetőségeit.

- 2. A lézeres szemcseanalizátorral végzett mechanikai összetétel vizsgálatok (LDM MÖ) eredményeire és a talajok egyszerűen mérhető alapvizsgálati eredményeire épülő becslési eljárást dolgoztunk ki a lézerdiffrakciós szemcseméret eloszlás vizsgálati módszertanának talajfizikai adaptációja céljából. A becslés első lépéseként LDM frakció mérethatár változtatást javasoltunk: OMNR mintáknál az agyag/por és a por/homok mérethatár 6,6 és 60,3  $\mu\text{m}$ ; míg az OMR minták esetében ezek a mérethatárok 5,8 és 69,2  $\mu\text{m}$ . Az LDM és a nemzetközi szabvány (ISO) szerinti hagyományos szítás-pipettás (SPM) szerinti MÖ vizsgálati eredmények közötti konverzióra javasolt – európai léptékű – pedotranszfer függvény**

**„készlet” szükségtelenné teszi az LDM mérések előtti szerves anyag roncsolást is.**

A Tokaji borvidéken feltárt 53 reprezentatív fűrt talajszelvény 155 db talajmintáján összehasonlító mechanikai összetétel (MÖ) vizsgálatokat végeztünk a hazai MSZ szabvány (MSZ-08.0205-78) szerinti hagyományos szítás-pipettás (SPM) eljárással és lézerdiffrakciós mérés-technikával (LDM) (Malvern Mastersizer 2000). A vizsgálati eredmények alapján létrehozott regionális talajfizikai adatbázison – az európai adatbázison elvégzett statisztikai módszerek szerint, azokat kissé továbbfejlesztve – vizsgáltuk az LDM szemcsefrakciók mérethatár változtatásának hatásait, illetve az LDM – MSZ SPM adatkonverzió lehetőségeit.

- 3. Igazoltuk a lézeres szemcseanalizátorral végzett mechanikai összetétel mérések (LDM MÖ) és a hazai szabvány (MSZ) szerinti hagyományos szítás-pipettás mechanikai összetétel mérések (SPM MÖ) közötti – pedotranszfer függvény alapú – konverzió lehetőségét a vizsgált regionális hazai adatbázison. A becslési módszer során javasolt LDM szemcsefrakció mérethatárok: 7,0  $\mu\text{m}$  (agyag/por) és 50,0  $\mu\text{m}$  (por/homok).**

Módszertani előkísérleteket végeztünk 12 db kiválasztott talaj, üledék és ásványi örlemény mintával (továbbiakban: talajmintával) vizes és nem-vizes (szerves modellfolyadék: Dunasol 180/220) rendszerekben a minták szerkezet-stabilitásának jellemzésére. A talajok makroaggregátum-stabilitás méréséhez egy megbízható előnedvesítési módszert kerestünk, majd összehasonlítottuk a desztillált vízben és szerves modellfolyadékban mérhető makroaggregátum-stabilitási mutatókat. A lézerdiffrakciós mechanikai összetétel (LDM MÖ) mérésekre adaptáltuk a hagyományosan szítás-pipettás (SPM MÖ) vizsgálatokkal végzett mikroaggregátum-stabilitási (agyag diszperzió alapuló) módszertant. A mérést néhány talajmintán ez esetben is elvégeztük a szerves modellfolyadékkal. Lézeres szemcseanalizátoros mérés-technikával meghatároztuk továbbá a talajok vizes közegben történő szétiszapolódásának időbeni változását

- 4. A talajok szerkezet-stabilitásának jellemzésére vizes és szerves folyadékot tartalmazó rendszerekben egyaránt sikerrel alkalmaztuk a lézerdiffrakciós mérés-technikát, bevezettünk új szerkezet-stabilitási mutatókat. Az apoláros szerves modellfolyadékkal szemben a talajok lényegesen nagyobb aggregátum-stabilitást mutattak, mint a poláros (vizes) közegben. Ennek módszertani jelentősége a mechanikai hatásokra bekövetkező dezaggregációs folyamatok különválasztása a diszperziós hatásoktól. Vizsgálatainkkal igazoltuk a különböző minőségű folyadékfázisokat tartalmazó talajokban lejátszódó, eltérő – a talajok dezaggregációjával kapcsolatos – folyadék fázis/szilárd fázis kölcsönhatásokat.**
- 5. A lézeres szemcseanalizátoros mérés-technikán alapuló új típusú, „dinamikus” aggregátum-stabilitási mérésekkel meghatároztuk a talajok vizes közegben történő szétiszapolódásának sebességét, a dezaggregációs folyamatok  $k_1$  (aggregátumok szététesése) és a  $k_2$  (diszpergálódás) sebességi állandóit.**

A hazai talajfizikai kutatások háttér alapadat igényeinek kielégítésére, a megbízhatóbb talajfizikai becslő módszerek kifejlesztésének segítése céljából a 2000-es évek elején megkezdtük a Magyarországon elérhető talajfizikai és vízgazdálkodási adatok összegyűjtését és összehangolását. Az így összegyűjtött adatállomány magába foglalja a hazánkban már korábban összeállított kisebb talajfizikai adatbázisokat: az MTA ATK TAKI adatbázist, az ebből tovább bőví-



tett HUNSODA (Unsaturated Soil Hydraulic Database of Hungary) adatbázist és a Talajvédelmi Információs és Monitoring Rendszer (TIM) talajszelvényfeltárási adatait. Az összegyűjtött adatok maradék 2/3-a a megyei MGSZH Növény- és Talajvédelmi Igazgatóságok különböző célú (öntözési, meliorációs, hígtrágya elhelyezési stb.) talajtani szakvéleményeiből származnak.

- 6. Létrehoztuk a Magyarországi Részletes Talajfizikai és Hidrológiai adatbázist (MARTHA) (2010.), mely jelenleg 3937 db talajszelvény 15005 db talajrétegének talajfizikai, talajkémiai és vízgazdálkodási adatait tartalmazza. Az adatbázis adattartalmát tekintve Európa egyik legrészletesebb országos reprezentativitású talajfizikai adatbázisa.**

A talajszerkezet és a víztartó képesség kapcsolatának vizsgálatához a MARTHA adatbázis 830 db talajszelvényének 2178 genetikai szintjéből származó talajminta mérési eredményeit használtuk fel. Azokat a talajszelvényeket választottuk ki, melyekről földhasználati és – a helyszíni talajfelvételezési jegyzőkönyveken alapuló – morfológiai talajszerkezeti információkkal is rendelkezünk. Az adatbázis adataira illesztett víztartó képesség görbékből (pF-görbékből) normalizált pórusméret-eloszlás görbéket származtattunk, majd vizsgáltuk a különböző talajcsoportok (fizikai féleség kategóriák, morfológiai és becsült aggregátum-stabilitási kategóriák, humusztartalom és fölhasználati csoportok) pórusméret-eloszlását.

- 7. Megállapítottuk, hogy a víztartó képesség görbékből származtatott normalizált pórusméret-eloszlás görbék a szerkezeti tulajdonságoktól függően változtak meg. Tapasztalataink segíthetik a talajszerkezeti információkat is figyelembe vevő, megbízhatóbb víztartó képességet becsülő pedotranszfer függvények kidolgozását.**

Mivel a különböző minőségű talajok szerves folyadékokra vonatkozó folyadék-visszatartási és folyadékvezető képességéről nagyon kevés laboratóriumi vizsgálati adat áll rendelkezésre a nemzetközi és hazai szakirodalomban (a modell vizsgálatok túlnyomó része homok fizikai féleségű talajokon történt), célul tűztük ki egy „szerves folyadék – talaj” talajfizikai adatbázis létrehozását. Ennek első lépéseként viszont kerestünk egy olyan egyszerűen kivitelezhető, rutin mérési módszertant, mellyel nagy mintaszámban mérhető a különféle talajokból származó minták szerves folyadék-visszatartó és folyadékvezető képessége. A szerves folyadék-visszatartó képesség mérésekre adaptáltuk és továbbfejlesztettük a „porózus kerámialapos extraktoros” vagy „Richards-féle” módszert. A szerves folyadékvezető képesség mérésekre átalakítottuk az ún. „csökkenő folyadéknyomásos” laboratóriumi módszert: olajálló mérőeszközt készítettünk és műgyanta bevonattal láttuk el az eredeti szerkezetű talajmintákat.

- 8. A talajok szerves folyadék-visszatartó és folyadékvezető képességének mérésére új rutinvizsgálati módszereket dolgoztunk ki. Továbbfejlesztett mérőeszközünkkel lehetőségünk nyílt a talajok szerves folyadék-visszatartó képességének hőmérséklet függését is tanulmányozni („extrakciós izotermák”).**

Az új mérési módszerek segítségével a különféle kutatási munkák során begyűjtött nagyszámú talajmintán – az alapvizsgálati talajjellemzőkön, és a vizes fázisú hidrofizikai jellemzőkön túl – meghatároztuk a szerves folyadék-visszatartó képesség görbék pontjait és a (telítettségi) szerves folyadékvezető képesség értékeit. A vizsgálatokhoz szerves modellfolyadékként a Dunasol 180/220 fantázianevű hazai, aromás komponensektől mentesített lepárlási terméket használtuk. A mérési adatok alapján megkezdtük egy „szerves folyadék – talaj” talajfizikai adatbázis kialakítását. Az új adatbázis a vizsgált talajok heterogenitása tekintetében egyedülálló

lehetőséget kínál új becslési módszerek kidolgozására. Statisztikai módszerekkel vizsgáltuk a hagyományos „átskálázásos” szerves folyadék-visszatartó és folyadékvezető képesség becslési módszerek leváltásának lehetőségét pedotranszfer függvény alapú becslési módszerekkel. (Jelen dolgozatban – terjedelmi okokból – csak az első vizsgálati eredményeinket mutattam be.)

- 9. A talajok szerves folyadék-visszatartó és folyadékvezető képességének becslésére vonatkozóan megállapítottuk, hogy mind a szerves folyadék-visszatartó, mind pedig a szerves folyadékvezető képesség becslése esetében javasolható az egyszerűen mérhető talajtulajdonságokat figyelembevevő, nagyobb pontosságú és megbízhatóbb eredményeket adó pedotranszfer függvények használata a hagyományos „átskálázási” módszerek helyett.**

A kármentesítési eljárások során gyakori igény, hogy – eredeti szerkezetű talajminták begyűjtése és laboratóriumi vizsgálata helyett – helyszíni mérési módszerekkel jellemezzék a talajok hidrofizikai tulajdonságait, így pl. a telítettségi vízvezető vagy szerves folyadékvezető képességet. Ugyanakkor a szerves folyadékvezető képesség helyszíni meghatározása módszertanilag és környezetvédelmi szempontból is nehezen kivitelezhető. Új módszertani megoldásnak kínálkozott, hogy a folyadék fázis/szilárd fázis kölcsönhatások szempontjából egymáshoz hasonlóan viselkedő szerves folyadék és levegő fázisra (a talajok telítésekor mindegyik fázis megközelítően változatlanul hagyja a talajok pórusrendszerét) végezzük el a vezetőképesség értékek „átskálázását”. Amennyiben igazoljuk ennek a becslési módszernek a használhatóságát, úgy a helyszíni légáteresztő képesség mérések adataiból következtethetünk az apoláros szerves szennyezők beszivárgási sebességére. Első lépésként légáteresztő képesség adataiból történő szerves folyadékvezető képesség becslés alkalmazhatóságát laboratóriumi körülmények közt, mesterséges talajoszlopokon vizsgáltuk, melyeket az OMTK (Országos Műtrágyázási Tartamkísérletek) kísérleti helyszínein feltárt jellemző talajszelvények eltérő genetikai szintjeiből származó talajmintákból készítettünk. A légáteresztő képesség méréseket UGT (Umwelt-Geräte-Technik GmbH München) által kifejlesztett PL-300 típusú készülékkel végeztük, a homogén légáramlást biztosító mérőcella alkalmazásával.

- 10. A mesterséges talajoszlopokon, laboratóriumi körülmények közt elvégzett mérések alapján a szerves folyadékvezető képesség becslésére a pedotranszfer függvényeknél is megbízhatóbb módszernek mutatkozott a talajok légáteresztő képességének mérésén alapuló becselő módszer. A mérő és becselő módszer szabadföldi vizsgálatokra történő adaptáció után része lehet a terepi mérési módszertani eszköztárnak.**

## 7. Felhasznált irodalom

- 2000/60/EK Directive of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy. 389.
- ABRIOLA, L.M., & PINDER, G. F., 1984. Multiphase migration of organic compounds in a porous medium. *Lecture Notes in Engineering*. 8. Springer Verlag. Berlin.
- ABRIOLA, L. M., & PINDER, G. F., 1985a. A multiphase approach to the modelling of porous media contaminated by organic compounds, 1. Equation development. *Water Resour Res.* **21**. 11–18.
- ABRIOLA, L. M., & PINDER, G. F., 1985b. A multiphase approach to the modelling of porous media contaminated by organic compounds, 2. Model development. *Water Resour Res.* **21**. 19–26.
- ABU-SHARAR, T.M., BINGHAM, F.T. & RHOADES, J.D., 1987. Stability of soil aggregates as affected by electrolyte concentration and composition. *Soil Sci Soc Am J.* **51**. 309–314.
- ACUTIS, M. & DONATELLI, M., 2003. SOILPAR 2.00: Software to estimate soil hydrological parameters and functions. *Eur J Agron.* **8**. 373–377.
- AGU, 1947. Report of the subcommittee on sediment terminology. *Transactions of American Geophysical Union.* **28**. 936–938.
- AHUJA, L.R., NANEY, J.W. & WILLIAMS, R.D., 1985. Estimating soil water characteristics from simpler properties or limited data. *Soil Sci Soc Am J.* **49**. 1100–1105.
- AL MAJOU, H., BRUAND, A., DUVAL, O., LE BAS, C. & VAUTIER, A., 2008. Prediction of soil water retention properties after stratification by combining texture, bulk density and the type of horizon. *Soil Use Manage.* **24**. 383–391.
- ALLEN, T. A., 1990. Particle size measurement. 4<sup>th</sup> ed., Chapman and Hall. London.
- ALPEROVITCH, N., SHAINBERG, I. & KEREN, R., 1985. Effect of clay mineralogy and aluminium and iron oxides on the hydraulic conductivity of clay-sand mixtures. *Clay Clay Miner.* **33**. 443–450.
- AMÉZKETA, E., SINGER, M.J. & LE BISSONNAIS, Y., 1996. Testing a procedure for measuring water-stable aggregation. *Soil Sci Soc Am J.* **60**. 888–894.
- AMÉZKETA, E., 1999. Soil aggregate stability: a review. *J Sustain Agr.* **14**. 83–151.
- AMÉZKETA, E., ARAGÜÉS, R., CARRANZA, R. & URGEL, B., 2003. Macro- and micro-aggregate stability of soils determined by a combination of wet-sieving and laser-ray diffraction. *Span J Agric Res.* **1** (4). 83–94.
- AMOOZEGAR, A., WARRICK, A. W. & FULLER, W. H., 1986. Movement of selected organic liquids into dry soils. *Hazard Waste Hazard.* **3**. 29–41.
- AMYX, J. W., BASS, D.M. & WHITTING, R.L., 1960. Petroleum reservoir engineering. Physical properties. McGraw-Hill Book Company. New York.
- ANDERSON, J.L. & BOUMA, J., 1973. Relationships between saturated hydraulic conductivity and morphometric data of an argillic horizon. *Soil Sci Soc Am J.* **37**. 408–413.
- ANDERSON, M.R., 1988. The dissolution and transport of dense nonaqueous phase liquids in saturated porous media. PhD Dissertation. Oregon Graduate Center. Beaverton, Oregon.
- ANDERSON, S.H., GANTZER, C.J. & BROWN, J.R., 1990. Soil physical properties after 100 years of continuous cultivation. *J Soil Water Conserv.* **45**. 117–121.
- ANDERSON, S.H., PEYTON, R.L., WIGGER, J.W & GANTZER, C. J., 1992. Influence of aggregate size on solution transport as measured using computed tomography. *Geoderma.* **53**. 387–398.
- ANNABI, M., LE BISSONNAIS, Y., LE VILLIO-POITRENAUD, M. & HOUOT, S., 2011. Improvement of soil aggregate stability by repeated applicatios of organic amendments to a cultivated silty loam soil. *Agr Ecosyst Environ.* **144**. 382–389.
- ANTINORO, C., BAGARELLO, V., FERRO, V., GIORDANO, G. & IOVINO, M., 2012. Testing the shape-similarity hypothesis between particle-size distribution and water retention for Sicilian soils. *J Agr Eng Res.* **43**. 114–122.
- ARONOVICI, V.S., 1955. Model study of ring infiltrometer performance under low initial soil moisture. *Soil Sci Soc Am Pro.* **19**. 1–6.
- ARRIAGA, F. J., LOWERY, B. & MAYS, M. D., 2006. A fast method for determining soil particle size distribution using laser instrument. *Soil Sci.* **171**. 663–674.
- ARYA, L.A. & PARIS, J.F., 1981. A physico-empirical model to predict the moisture characteristics from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Sci Soc Am J.* **45**. 1023–1030.
- ASSOULINE, S., 2006. Modeling the relationship between soil bulk density and water retention curve. *Vadose Zone J.* **5**. 554–563.
- ATTERBERG, A., 1912. Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Mineralboden Schruedens. *Internationale Mitteilungen für Bodenkunde.* **2**. 312–342.

- BAKACSI ZS., FARKAS CS., PÁSZTOR L. & SZABÓ J., 2008. Talajhidrológiai paraméterek regionalizálása a Bodrogközben. In: Talajtani Vádorgyűlés, Nyíregyháza, 2008. május 28–29. Talajvédelmi Alapítvány, Bessenyi György Könyvkiadó. Nyíregyháza. 33–42.
- BAKER, L., 2008. Development of class pedotransfer functions of soil water retention – A refinement. *Geoderma*. **144**. 225–230.
- BAKER, L. & ELLISON, D., 2008. Optimisation of pedotransfer functions using an artificial neural network ensemble method. *Geoderma*. **144**. 212–224.
- BALASHOV, E., KREN, J. & PROCHAZKOVA, B., 2010. Influence of plant residue management on microbial properties and water-stable aggregates of two agricultural soils. *Int Agrophys*. **24**. 9–14.
- BALÁZS, R., NÉMETH, T., MAKÓ, A., KOVÁCS KIS, V. & KERESZTES, M., 2011. A mechanikai összetétel meghatározása során alkalmazott minta-előkészítés talajásványtani hatása. In: LIII. Georgikon Napok. Keszthely. 2011. Szept. 29–30. 73–83.
- BALL, B.C., 1981a. Modeling of soil pores as tubes using gas permeabilities, gas diffusivities and water release. *J Soil Sci*. **32**. 465–481.
- BALL, B.C., 1981b. Pore characteristics of soils from two cultivation experiments as shown by gas diffusivities and permeabilities and air-filled porosities. *J Soil Sci*. **32**. 483–498.
- BALLENEGGER, R. & DI GLÉRIA, J., 1962. Talaj- és trágyavizsgáló módszerek. Mezőgazdasági Kiadó. Budapest.
- BARNA, GY., CSATÁRI, T., BALÁZS, R., FÖLDÉNYI, R., LÁSZLÓ, P., DUNAI, A. & MAKÓ, A., 2016. Water regime change of surfactant polluted soils. *Rev Agr Rur Develop*. **5**. 126–131.
- BARUTH, B., ROYER A., KLISCH, A. & GENOVESE, G., 2008. The use of remote sensing within the MARS Crop Yield Monitoring System of the European Commission. In: The international archives of the photogrammetry. Remote Sensing and Spatial Inf. Sci. **37**. Part B8. 935–940.
- BARZEGAR, A.R., NELSON, P.N., OADES, J.M. & RENGASAMY, P., 1997. Organic matter, sodicity, and clay type: influence on soil aggregation. *Soil Sci Soc Am J*. **61**. 1131–1137.
- BAST, A. B., WILCKE, W., GRAF., F., LÜSCHER, P. & GÄRTNER, H., 2015. Simplified and rapid technique to determine an aggregate stability coefficient in coarse grained soils. *Catena*. **127**. 170–176.
- BASTET, G., 1999. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert: développement de nouvelles approches. Thèse de Doctorat de l'Université d'Orléans, France. cit: Pachepsky, Y. A. & Rawls, W. J. (Eds.), 2004. Development of pedotransfer functions in soil hydrology. Chapter 10. Developments in Soil Science. Elsevier. Amsterdam.
- BATJES, N.H., 1996. Development of a world data set of soil water retention properties using pedotransfer rules. *Geoderma*. **71**. 31–52.
- BATJES, N.H., AL-ADAMAT, R., BHATTACHARYYA, T., BERNOUX, M., CERRI, C.E.P., GICHERU, P., KAMONI, P., MILNE, E., PAL, D.K. & RAWAJFIH, Z., 2007. Preparation of consistent soil data sets for modelling purposes: Secondary SOTER data for four case study areas. *Agr Ecosyst Environ*. **122**. 26–34.
- BAVER, L.D., 1956. Soil physics. Wiley & Sons. New York.
- BEAR, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier Publishing Company. New York.
- BEAR, J., 1979. Hydraulics of groundwater. McGraw-Hill. New York.
- BECKETT, G.D. & JOY, S., 2003. Light Non-Aqueous Phase Liquid (LNAPL) Parameters Database. Version 2.0. Users Guide. American Petroleum Institute. Publ. 4731. Washington, DC.
- Beckman Coulter: Users manual for Beckman-Coulter LS Series. Brea, California, USA: [www.beckmancoulter.com](http://www.beckmancoulter.com)
- BEDIENT, P.B., RIFAI H.S., & NEWELL, C.J., 1999. Ground water contamination: transport and remediation. Prentice Hall. Englewood Cliffs. New Jersey.
- BELL, M. A. & VAN KEULEN, J., 1995. Soil pedotransfer functions for four Mexican soils. *Soil Sci Soc Am J*. **59**. 865–871.
- BENNER, F.C. & BARTELL, F.E., 1941. The effect of polar impurities upon capillary and surface phenomena in petroleum production. Drilling and Production Practices. American Petroleum Institute. 341–348.
- BENSON, C.H., ZHAI, H. & WANG, X., 1994. Estimating hydraulic conductivity of compacted clay liners. *J Geotech Eng-ASCE*. **120**. 366–387.
- BEUSELINCK, L., GOVERS, G., POESEN, J., DEGRAER, G. & FROYEN, L., 1998. Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. *Catena*. **32**. 193–208.
- BEUSELINCK, L., GOVERS, G. & POESEN, J., 1999. Assessment of micro-aggregation using laser diffractometry. *Earth Surf Proc Land*. **24**. 41–49.
- BIEGANOWSKI, A., RYŻAK, M. & WITKOWSKA-WALCZAK, B., 2010. Determination of soil aggregate disintegration dynamics using laser diffraction. *Clay Miner*. **45**. 23–34.
- BIEGANOWSKI, A., ŁAGÓD, G., RYŻAK, M., MONTUSIEWICZ, A., CHOMCZYŃSKA, M. & SOCHAN, A., 2012. Measurement of activated sludge particle diameters using laser diffraction method. *Ecol Chem Eng S*. **19**. 597–608.

- BIEGANOWSKI, A., CHOJECKI, T., RYŻAK, M., SOCHAN, A. & LAMORSKI, K., 2013. Methodological aspects of fractal dimension estimation on the basis of particle size distribution. *Vadose Zone J.* **12**. 1–9.
- BIRKÁS M., 2000. A talajtömörödés helyzete Magyarországon. Következményei és enyhítésének lehetőségei. MTA doktori értekezés. Budapest.
- BITRKHOLZ, A. & POLKE, R., 1984. Laser Diffraction Spectrometers/Experience in Particle Size Analysis. Part. Charact. I. 153–160.
- BITTELLI, M., CAMPBELL, G. S. & FLURY, M., 1999. Characterization of particle-size distribution in soils with fragmentation model. *Soil Sci Soc Am J.* **63**. 782–788.
- BLACKWELL, P.S., RINGROSE-VOASE, A.J., JAYAWARDANE, N.S., OLSSON, K.A., MCKENZIE, D.C. & MASON, W.K., 1990. The use of air-filled porosity and intrinsic permeability to air to characterize structure of macropore space and saturated hydraulic conductivity of clay soils. *J Soil Sci.* **41**. 215–228.
- BLANCO-MOURE, N., MORET-FERNÁNDEZ, D. & LÓPEZ, M.V., 2012. Dynamics of aggregate destabilization by water in soils under long-term conservation tillage in semiarid Spain. *Catena.* **99**. 34–41.
- BLOTT, S. J. & PYE, K., 2006. Particle size distribution analysis of sand-sized particles by laser diffraction: an experimental investigation of instrument sensitivity and the effect of particle shape. *Sedimentology.* **53**. 671–685.
- BOLT, G.H., 1986. Interactions at the soil colloid - soil solution interface. Kluwer Academic Publ. Dordrecht.
- BOOTH, A. C., FULLEN, M. A., JANKAUSKAS, B. & JANKAUSKIENĖ, G., 2003. International calibration of the textural properties of Lithuanian eutric albeluvisols. *Žemės ūkio mokslai.* **4**. 3–10.
- BØRGESEN, C.D. & SCHAAP, M.G., 2005. Point and parameter pedotransfer functions for water retention predictions for Danish soils. *Geoderma.* **127**. 154–167.
- BORTOLUZZI, E. C., POLETO, C., BAGINSKI, A. J. & DA SILVA, V. R., 2010. Aggregation of subtropical soil under liming: a study using laser diffraction. *Rev. Bras. Ciênc. Solo.* **34**. 725–734.
- BOSSUYT, H., DEFIEF, K., SIX, I., FREY, S.D., MERCKX, R. & PAUSTIAN, K., 2001. Influence of microbial populations and residue quality on aggregate stability. *Appl. Soil Ecol.* **16**. 195–208.
- BOUMA, J., HILLEL, D.I., HOLE, F.D. & AMERMAN, C.R., 1971. Field measurements of hydraulic conductivity by infiltration through artificial crusts. *Soil Sci Soc Am Pro.* **35**. 362–364.
- BOUMA, J.A., JONGERIUS, A. & SCHOONDERBEEK, D., 1979. Calculation of saturated hydraulic conductivity of some pedal clay soils using micromorphometric data. *Soil Sci Soc Am J.* **43**. 261–264.
- BOUMA, J. & VAN LANEN, H.A.J., 1987. Transfer functions and threshold values: from soil characteristics to land qualities. In: *Quantified Land Evaluation Procedures. Proc. Internat. Workshop on Quantified Land Evaluation Procedures*, Washington, D. C., 27 April–2 May 1986. ITC. Publ. Enschede. The Netherlands. 106–110.
- BOUMA, J., 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. In: STEWART, B. A. (Ed.), *Adv Soil Sci.* **9**. 177–213.
- BOUMA, J., 1992. Effect of soil structure, tillage, and aggregation upon soil hydraulic properties. In: *Interacting Processes in Soil Science* (Eds.: Wagenet, R.J., Baveye, P., Stewart, B.). Lewis Publishers. Boca Raton. 1–36.
- BOYNTON, S.S. & DANIEL, D.E., 1985. Hydraulic conductivity tests on compacted clay. *J Geotech Eng-ASCE.* **111**. 465–478.
- BRADFORD, S.A. & LEIJ, F.J., 1995. Fractional wettability effects on 2-fluid and 3-fluid capillary pressure-saturation relations. *J Contam Hydrol.* **20**. 89–109.
- BRADFORD, S.A., PHELAN, T.J. & ABRIOLA, L.M., 2000. Dissolution of residual tetrachloroethylene in fractional wettability porous media: Correlation development and application. *J Contam Hydrol.* **45**. 36–61.
- BRAKENSIEK, D.L., ENGELMAN, R.L. & RAWLS, W.J., 1981. Variation within texture classes of soil water parameters. *T Am Soc Agric Eng.* **24**. 335–339.
- BRIGGS, L.J. & MCLANE, J.W., 1907. The moisture equivalent of soils. *USDA Bureau of Soils. Bulletin.* **45**. 5–23.
- BRONICK, C.J. & LAL, R., 2005. Soil structure and management: a review. *Geoderma.* **124**. 3–22.
- BROOKS, R.H. & COREY, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper No. 3*. Colorado State University. Fort Collins, Colorado.
- BROST, E.J. & DEVAULL, G.E., 2000. Non-aqueous phase liquid (NAPL) mobility limit in soil. *Soil & Groundwater Research Bulletin. A summary of research results from the American Petroleum Institute & GRL.* No.9.
- BROWN, H.W., 1951. Capillary pressure investigations. *T Am I Min Eng.* **192**. 67–74.
- BROWN, K. W. & THOMAS, J. C. 1987. A mechanism by which organic liquids increase the hydraulic conductivity of compacted clay minerals. *Soil Sci Soc Am J.* **51**. 1451–1459.
- BROWN, R., 1994. Treatment of petroleum hydrocarbons in ground water by air sparging. In: *Handbook of Bioremediation*, Lewis Publishers, Boca Raton, FL.
- BRUAND, A., PÉREZ FERNANDEZ, P. & DUVAL, O., 2003. Use of class pedotransfer functions based on texture and bulk density of clods to generate water retention curves. *Soil Use Manage.* **19**. 232–242.
- BRUNAUER, S., EMMETT, P. H. & TELLER, E., 1938. Adsorption of gases in multimolecular layers. *J Am Chem Soc.* **60**. 2. 309–319.

- BRUTSAERT, W., 1966. Probably laws for pore size distributions. *Soil Sci.* **101**. 85–92.
- BRZEZIŃSKA, M., NOSALEWICZ, M., PASZTELAN, M. & WŁODARCZYK, T., 2012. Methane production and consumption in loess soil at different slope position. *Scientific World J.*, Article ID 620270.
- BUAH-BASSUAH, P. K., EUZZOR, S., FRANCINI, F., QUANSAH, G. W. & SANSONI, P., 1988. Soil textural classification by a photosedimentation method. *Appl Opt.* **37**. 586–593.
- BUDHU, M., GIESE, R. F., CAMPBELL, G. JR. & BAUMGRASS, L., 1991. The permeability of soils with organic fluids. *Can Geotech J.* **28**. 140–147.
- BURDINE, N.T., 1953. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *T Am I Min Eng.* **198**. 71–77.
- BUURMAN, P., PAPE, TH., & MUGGLER, C. C., 1997. Laser grain-size determination in soil genetic studies. 1. Practical problems. *Soil Sci.* **162**. 211–218.
- BUURMAN, P., PAPE, TH., REIJNEVELD, J. A., DE JONG, F. & VAN GELDER, E., 2001. Laser diffraction and pipette-method grain sizing of Dutch sediments: correlation for fine fractions of marine, fluvial, and loess samples. *Geol Mijnbouw-N J G.* **80**. 49–57.
- BURKE, W., GABRIELS, D. & BOUMA, J. (eds.). 1986. Soil structure assessment. Balkema. p. 92.
- BUZÁS I. (szerk.), 1988. Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv 2. A talajok fizikai-kémiai és kémiai vizsgálati módszerei. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest. p. 243.
- BUZÁS I. (szerk.), 1993. Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv 1. A talaj fizikai, vízgazdálkodási és ásványtani vizsgálata. Ina 4231 Kiadó Bp. p. 357.
- CAMPBELL, G.S., 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.* **117**. 311–314.
- CAMPBELL, G.S. & CAMPBELL, M.D., 1982. Irrigation scheduling using soil moisture measurements: theory and practice. *Adv Irr.* **1**. 25–42.
- CAMPBELL, G.S., 1985. Soil physics with basic. Development in soil science. 14. Elsevier. Amsterdam.
- CAMPBELL, C.A., CURTIN, D., BRANDT, S. & ZENTNER, R.P., 1993a. Soil aggregation as influenced by cultural practices in Saskatchewan: II. Brown and dark brown Chernozemic soils. *Can J. Soil Sci.* **73**. 597–612.
- CAMPBELL, C.A., MOULIN, A.P., CURTIN, D., LAFOND, G.P. & TOWNLEY-SMITH, L., 1993b. Soil aggregation as influenced by cultural practices in Saskatchewan: I. Black Chernozemic soils. *Can J. Soil Sci.* **73**. 579–595.
- CANARACHE, A., DUMITRU, E. & ENACHE, R., 1998. Estimation of soil sensitivity to structure degradation. In: Proc. of 16<sup>th</sup> World Congress of Soil Science. Montpellier, Symposium 24, 8. (CD-ROM).
- CARDUCCI, C.A., DE OLIVEIRA, G.C., CURI, N., SEVERIANO, E.C. & ZEVIANI, W.M., 2012. Relations of clay fraction mineralogy, structure and water retention in Oxidic Latosols (Oxisols) from the Brazilian Cerrado Biome. Clay minerals in nature - their characterization, modification and application. Valaskova, M. (Ed.), InTech, DOI: 10.5772/47785. 326.
- CARMAN, P.C., 1956. Flow of gases through porous media. Academic Press. New York.
- CARRY, J.W., SIMMONS, C.S. & MCBRIDE, J.F. 1989. Predicting oil infiltration and redistribution in unsaturated soils. *Soil Sci Soc Am J.* **53**. 335–342.
- CARSEL, R.F. & PARRISH, R.S., 1988. Developing joint probability distribution of soil water retention characteristics. *Water Resour Res.* **24**. 755–769.
- CENTERI, Cs., SZALAI, Z., JAKAB, G., BARTA, K., FARSANG, A., SZABÓ, Sz. & BÍRÓ, Zs., 2015. Soil erodibility calculations based on different particle size distribution measurements. *Hun Geo Bull.* **64**. 17–23.
- CHAPPELL, A., 1998. Dispersing sandy soil for the measurement of particle size distributions using optical laser diffraction. *Catena.* **31**. 271–281.
- CHEN, J. HOPMANN, J.W. & GRISMER, M.E., 1999. Parameter estimation of two-fluid capillary pressure-saturation and permeability functions. *Adv Water Resour.* **22**. 479–493.
- CLIFTON, J., MCDONALD, P., PLATER, A. & OLDFIELD, F., 1999. An investigation into the efficiency of particle size separation using Stokes' measurement. *Earth Surf Proc Land.* **24**. 725–730.
- COLLIS-GEORGE, N., 1953. Relationship between air and water permeability in porous media. *Soil Sci.* **76**. 239–249.
- COMEGNA, V., DAMIANI, P. & SOMELLA, A., 1998. Use of a fractal model for determining soil water retention curves. *Geoderma.* **85**. 307–323.
- COOPER, L. R., HAVERLAND, R. L., HENDRICKS, D. M. & KNISEL, W. G., 1984. Microtrac particle-size analyzer: an alternative particle-size determination method for sediment and soils. *Soil Sci.* **138**. 138–146.
- CORAPCIOGLU, M. Y. & BAEHR, A. L., 1987. A compositional multiphase model for groundwater contamination by petroleum products. 1. Theoretical considerations. *Water Resour Res.* **23**. 191–200.
- COREY, A.T., 1986. Air permeability. In: *Methods of Soil Analysis* (Ed.: A. KLUTE). American Society of Agronomy. 1121–1136.
- CORNELIS, W.M., RONSYN, J., VAN MEIRVENNE, M. & HARTMANN, R., 2001. Evaluation of pedotransfer functions for predicting the soil moisture retention curve. *Soil Sci Soc Am J.* **65**. 638–648.

- COSTA, F., ALBUQUERQUE, J.A. & FONTOURA, S.M.V., 2004. Liming effect on electrochemical and physical properties of a no-tilled oxisols. *Cienc Rural*. **34**. 281–284.
- CRESSWELL, H.P., MCKENZIE, N. & PAYDAR, Z., 1999. Strategy for determining hydraulic properties of Australian soils using direct measurements and pedotransfer functions. In: van Genuchten M.T., Leij F. & Wu L. (eds), *Proc. Int. Workshop Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*. University of California, Riverside, CA. p. 1143–1160.
- CRESSWELL, H.P., PIERRET, C., BREBNER, P. & PAYDAR, Z., 2000. The SH-Pro V1.03 software for predicting and analysing soil hydraulic properties. CSIRO Land and Water. Canberra. Australia.
- CULLIGAN, K.A., WILDENSCHILD, D., CHRISTENSEN, B.S.B., GARY, W. & RIVERS, M.L., 2006. Pore-scale characteristics of multiphase flow in porous media: a comparison of air-water and oil-water experiments. *Adv Water Resour.* **29**. 227–238.
- CZACHOR, H., 2006. Modelling the effect of pore structure and wetting angles on capillary rise in soils having different wettabilities. *J Hydrol.* **328**. 604–613.
- CZIBULYA, ZS., TOMBÁ CZ, E., SZEGI, T., MICHÉ LI, E. & ZSOLNAY, Á., 2010. Standard state of soil dispersions for rheological measurements. *Appl Clay Sci.* **48**. 594–601.
- DANE, J.H., OOSTROM, M. & MISSILDINE, B.C., 1992. An improved method for the determination of capillary pressure-saturation curves involving TCE, water, and air. *J Contam Hydrol.* **11**. 69–81.
- DANE, J.H., HOFSTEE, C. & COREY, A.T., 1998. Simultaneous measurement of capillary pressure, saturation and effective permeability of immiscible liquids in porous media. *Water Resour Res.* **34**. 3678–3692.
- DAROUSSIN, J. & KING, D., 1996. Pedotransfer rules database to interpret the Soil Geographical Database of Europe for environmental purposes. In: *Proc. of the Workshop on the Use of Pedotransfer in Soil Hydrology Research in Europe*. Orleans. France. 10–12 October 1996. 25–40.
- DAVIS, E. L. & LIEN, B. K., 1993. Laboratory study on the use of hot water to recover light oily wastes from sands. EPA. EPA/600/R-93/021. Ada. Oklahoma 74820.
- DE BOER, G. B. J., DE WEERD, C., THOENES, D. & GOOSSENS, H. W. J., 1987. Laser diffraction spectrometry: Fraunhofer versus Mie scattering. *Part. Part. Syst. Charact.* **4**. 14–19.
- DE BOODT, M.F. & KIRKHAM, D., 1953. Anisotropy and measurement of air permeability of soil clods. *Soil Sci.* **76**. 127–133.
- DEMOND, A.H. & ROBERTS, P.V., 1991. Effects of interfacial forces on the two-phase capillary-pressure relationships. *Water Resour Res.* **27**. 423–437.
- DEMOND, A.H. & ROBERTS, P.V., 1993. Estimation of two-phase relative permeability relationships for organic liquid contaminants. *Water Resour Res.* **29**. 1081–1090.
- DEMOND, A.H., RATHFELDER, K.M. & ABRIOLA, L.M., 1996. Simulation of organic liquid flow in porous media using estimated and measured transport properties. *J Contam Hydrol.* **22**. 223–239.
- DEPASTROVITCH, T. L., BARADAT, Y., BARTHEL, Y., CHIARELLI, A. & FUSSEL, D.R., 1979. Protection of groundwater from oil pollution. CONCAWE Rep. No 3/79. CONCAWE (Conservation of Clean Air and Water – Europe). The Hague. The Netherlands.
- DEURER, M. & BACHMANN, J., 2007. Modelling water movement in heterogeneous water repellent soil: 2. A conceptual numerical simulation. *Vadose Zone J.* **6**. 446–457.
- DEXTER, A.R., 2004. Soil physical quality. Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma.* **120**. 201–214.
- DICKSON, E.L., RASIAH, V. & GROENEVELT, P.H., 1991. Comparison of four prewetting techniques in wet aggregate stability determination. *Can. J Soil Sci.* **71**. 67–72.
- DI GLÉRIA, J., KLIMES-SZMIK, A. & DVORACSEK, M., 1957. *Talajfizika és kolloidika*. Akadémia Kiadó. Budapest.
- DI STEFANO, C., FERRO, V. & MIRABILE, S., 2010. Comparison between grain-size analyses using laser diffraction and sedimentation methods. *Biosyst. Eng.* **106**. 205–215.
- DI STEFANO, C., FERRO, V. & MIRABILE, S., 2011. Testing the grain-size distribution determined by laser diffractometry for sicilian soils. *J Agr Eng Res.* **3**. 39–46.
- DOWNEY, M.W., 1984. Evaluating seals for hidrocarbon accumulations. *Am Assoc Petr Geol B.* **68**. 1752–1763.
- DÖRNER, J. & HORN, R., 2006. Anisotropy of pore functions in structured Stagnic Luvisols in the weichselian moraine region in N Germany. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science.* **169**. 213–220.
- DRAGUN, J., 1998. *The soil chemistry of hazardous materials*. 2<sup>nd</sup> ed. Amherst. Massachusetts.
- DUNAI A. & TÓTH Z., 2015. Szerves- és műtrágyázás tartamhatása a talajaggregátumok stabilitására agyagbemosódásos barna erdőtalajon. *Agrokem Talajtan.* **64**. 29–52.
- DUNAI A., MAKÓ A. & BARNÁ GY., 2013. A talajok légáteresztő képessége. *Agrokem Talajtan.* **62**. 415–426.
- DVORACSEK, M., 1951. A talajok tartósan morzsalékos szerkezete. *Agrokem Talajtan.* **1**. 255–260.
- DVORACSEK M., KLIMES-SZMIK A. & B. FEJÉR S., 1952. Adatok magyarországi talajok szerkezeti állapotáról. *Agrokem Talajtan.* **1**. 479–494.
- DVORACSEK M., 1953. Hidrométeres súlymérés alkalmazása és egy gépesített megoldás a nedves szitálásos talajszerkezetvizsgálati módszerekhez. *Agrokem Talajtan.* **2**. 425–436.

- ECHING, S.O., HOPMANS, J.W. & WANDROTH, O., 1994. Unsaturated hydraulic conductivity from transient multi-step outflow and soil water pressure data. *Soil Sci Soc Am J.* **58.** 687–695.
- EIJEPE, R. & WEBER, K.J., 1971. Mini-permeameters for consolidated rock and unconsolidated sand. *Am Assoc Petr Geol B.* **55.** 307–309.
- ELEK, B. & MAKÓ, A., 2006. Olajvezető képesség (NAPL-vezetőképesség) mérése eredeti szerkezetű talajoszlopokon. *Tudományos Közlemények. Szent István Egyetem Ybl Miklós Főiskolai Kar.* **III.** 126-131.
- EMERSON, W.W. & GREENLAND, D.J., 1990. Soil aggregates. Formation and stability. pp. 485-511. In De Boodt, M.F., M.H.B. Hayes & A. Herbillon (eds.). *Soil colloids and their associations in aggregates.* NATO series. Serie B, Physics; V. 215. Plenum Press, New York, 1990.
- ERTLI, T., MARTON, A. & FÖLDÉNYI, R., 2004. Effect of pH and the role of organic matter in the adsorption of isoproturon on soils. *Chemosphere.* **57.** 771–779.
- ESHEL, G., LEVY, G. J., MINGELGRIN, U. & SINGER, M. J., 2004. Critical evaluation of the use of laser diffraction for particle-size distribution analysis. *Soil Sci Soc Am J.* **68.** 736–743.
- FAGERLUND, F., NIEMI, A. & ODÉN, M., 2006. Comparison of relative permeability – fluid saturation – capillary pressure relations in the modelling of non-aqueous phase liquid infiltration in variably saturated, layered media. *Adv Water Resour Res.* **29.** 1705–1730.
- FAGERLUND, F., ILLANGASEKARE, T.H. & NIEMI, A., 2007a. Nonaqueous-phase liquid infiltration and immobilization in heterogenous media: 1- Experimental methods and two-layered reference case. *Vadose Zone J.* **6.** 471–482.
- FAGERLUND, F., ILLANGASEKARE, T. H. & NIEMI, A., 2007b. Nonaqueous-phase liquid infiltration and immobilization in heterogenous media: 2. Application to stochastically heterogeneous formations. *Vadose Zone J.* **6.** 483–495.
- FAGERLUND, F., NIEMI, A. & ILLANGASEKARE T. H., 2008. Modeling of nonaqueous phase liquid (NAPL) migration in heterogeneous saturated media: Effects of hysteresis and fluid immobility in constitutive relations. *Water Resour Res.* **44.** 3409. 10.1029/2007WR005974
- FALTA, R.W., PRUESS, K., JAVANDEL, I. & WITHERSPOON, P.A., 1992a. Numerical modeling of steam injection for the removal of nonaqueous phase liquids from the subsurface 1. Numerical formulation. *Water Resour Res.* **28.** 433–449.
- FALTA, R.W., PRUESS, K., JAVANDEL, I. & WITHERSPOON, P.A., 1992b. Numerical modeling of steam injection for the removal of nonaqueous phase liquids from the subsurface 2. Code validation and application. *Water Resour Res.* **28.** 451–465.
- FALTA, R. W., PRUESS, K., FINSTERLE, S. & BATTISTELLI, A., 1995. T2 VOC User's Guide, Report LBL- 36400, UC-400. Lawrence Berkeley National Laboratory. Berkeley. California.
- FAO, 1980. Provisional methodology for soil degradation assessment. FAO, Rome. (in Spanish).
- FARKAS, Cs. & RAJKAI, K., 2002. Moisture regime with respect to spatial variability of soil hydraulic properties. *Agrokem Talajtan.* **51.** 7–16.
- FARKAS CS., TÓTH E. & VÁRALLYAY GY., 2004. A talaj fizikai tulajdonságainak vizsgálata talajművelési kísérletben. *AGRO-21 Füzetek.* **37.** 111–122.
- FARKAS CS., HERNÁDI H., MAKÓ A., MARTH P. & TÓTH B., 2009a. A Magyarországi Részletes Talajfizikai Hidrológiai Adatbázis bemutatása. Mezőgazdasági Szakigazgatási Hivatal Központ Növény- és Talajvédelmi Igazgatóság. Budapest. pp. 31.
- FARKAS, Cs., HERNÁDI, H., MAKÓ, A. & MÁTÉ, F., 2009b. A talajvízmérleg klímaérzékenységének vizsgálata mészlepedékes csernozjom talajokon. *Agrokem Talajtan.* **58.** 197–212.
- FEDOTOV, G. N., SHEIN, E. V., PUTLYAEV, V. I., ARKHANGEL'SKAYA, T. A., ELISEEV, A. V. & MILANOVSKII, E. YU., 2007. Physicochemical bases of differences between the sedimentometric and laser-diffraction techniques of soil particle-size analysis. *Eurasian Soil Sci.* **40.** 281–288.
- FENTON, O., VERO, S., IBRAHIM, T. G., MURPHY, P. N. C., SHERRIFF, S. C. & HUALLACHÁIN, D. Ó., 2015. Consequences of using different soil texture determination methodologies for soil physical quality and unsaturated zone time lag estimates. *J Contam Hydrol.* **182.** 16–24.
- FERNANDEZ, F. & QUIGLEY, R.M., 1985. Hydraulic conductivity of natural clays permeated with simple liquid hydrocarbons. *Can Geotech J.* **22.** 205–214.
- FERRO, V. & MIRABILE, S., 2009. Comparing particle size distribution analysis by sedimentation and laser diffraction method. *J Agr Eng Res.* **2.** 35–43.
- FIELD, D.J. & MINASNY, B., 1999. A description of aggregate liberation and dispersion in A horizons of Australian Vertisols by ultrasonic agitation. *Geoderma.* **91.** 11–26.
- FILEP, Gy., 1995. Talajvizsgálat. Debreceni Agrártudományi Egyetem. Debrecen.
- FISHER, P., AUMANN, C., CHIA, K., O'HALLORAN, N. & CHANDRA, S., 2017. Adequacy of laser diffraction for soil particle size analysis. *PLoS ONE* 12(5): e0176510. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0176510>
- FLEURY, M. & LONGERON, D., 1998. Combined resistivity and capillary pressure measurement using micropore membrane technique. *J Petrol Sci Eng.* **19.** 73–79.



- FLEURY, M., BRANLARD, P., LENORMAND, R. & ZARCONI, C., 1999. Intermediate wettability by chemical treatment. *J Petrol Sci Eng.* **24**. 123–130.
- FODOR, N. & KOVÁCS, G.J., 2001. A CERES modell továbbfejlesztése. II. A Richards-egyenlet paramétereinek meghatározása mérésrel, ill. pedotranszfer függvények segítségével. *Agrokem Talajtan.* **50**. 47–61.
- FODOR, N., KOVÁCS, G.J. & KARUCZKA, A., 2001. A CERES modell továbbfejlesztése. I. A Richards-egyenlet beépítése után, összehasonlítás az eredeti változattal. *Agrokem Talajtan.* **50**. 35–47.
- FODOR, N. & RAJKAI, K., 2004. Talajfizikai tulajdonságok becslése és alkalmazásuk modellekben. *Agrokem Talajtan.* **53**. 225–238.
- FODOR, N. & RAJKAI, K., 2005. Számítógépes program a talajok fizikai és vízgazdálkodási jellemzőinek egyéb talajjellemzőkből történő számítására (TALAJTANonc 1.0). *Agrokem Talajtan.* **54**. 25–40.
- FODOR, N., BLASKÓ, L., ÉRI, L. & RAJKAI, K., 2009. Hidraulikus vezetőképesség mérési és becslési eredmények összehasonlítása homoktalajra. *Agrokem Talajtan.* **58**. 369–380.
- FONTE, S. J., YEBOAH, E., OFORI, P., QUANSAH, G. W., VANLAUWE, B. & SIX, J., 2009. Fertilizer and residue quality effects on organic matter stabilization in soil aggregates. *Soil Sci Soc Am J.* **73**. 961–966.
- FORSYTH, P.A., 1988. Simulation of nonaqueous phase groundwater contamination. *Adv Water Res.* **11**. 74–83.
- FRANZLUEBBERS, A. J., 2002. Water infiltration and soil structure related to organic matter and its stratification with depth. *Soil Till Res.* **66**. 197–205.
- FREDLUND, D. G., RAHARDJO, H. & FREDLUND, M. D., 2012. *Unsaturated soil mechanics in engineering practice.* John Wiley & Sons, Inc. New York. pp. 926.
- FRISTENSKY, A. J. & GRISMER, M. E., 2009. Evaluation of ultrasonic aggregate stability and rainfall erosion resistance of disturbed and amended soils in the Lake Tahoe Basin, USA. *Catena.* **79**. 93–102.
- FRITSCH: Users manual for Fritsch Laser Particle Sizer Analysette 22 Nanotec Measuring Unit. Idar-Oberstein, D: FRITSCH GmbH – Sizing and Miling [www.fritsch-international.com](http://www.fritsch-international.com)
- FUJAMAKI, H. & INOUE, M., 2003. Reevaluation of the multistep outflow method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Vadose Zone J.* **2**. 409–415.
- GAL, M., WHITTIG, L.D. & FABER, B.A., 1990. Influence of clay on water movement in coarse-textured soils. *Clay Clay Miner.* **38**. 144–150.
- GANTENBEIN, D., SCHOELKOPF, J., MATTHEWS, G. P. & GANE, P. A. C., 2011. Determining the size distribution-defined aspect ratio of platy particles. *Appl Clay Sci.* **53**. 544–552.
- GANTZER, C.J. & ANDERSON, S.H., 2002. Computed tomographic measurement of macroporosity in chisel-disk and no-tillage seedbeds. *Soil Till Res.* **64**. 101–111.
- GARCIA-BENGOCHEA, I., LOWELL, C.W. & ALTSCHAEFFL, A.G., 1979. Pore distribution and permeability of silty clays. *J Geotech Eng-ASCE.* **105**. 839–856.
- GEE, G. W. & BAUDER, J. W., 1986. Particle-size analysis. In: KLUTE, A. (ed.) *Methods of soil analysis. Part 1.* 2<sup>nd</sup> ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI. 383–411.
- GEE G.W. & OR D., 2002. Particle-Size Analysis. In: *Methods of Soil Analysis, Part 4. Physical Methods* (Eds.: DANE J.H. & TOPP G.C.). Madison, WI. 255–293.
- GENRICH, D. A. & BREMNER, J. M., 1972. A reevaluation of the ultrasonic vibration method of dispersing soils. *Soil Sci Soc Amer Proc.* **36**. 944–947.
- GERSTL, Z., GALIN, T.S. & YARON, B. 1994. Mass flow of volatile organic liquid mixture in soils. *J Environ Qual.* **23**. 487–493.
- GHEZZEHEI, T.A., 2012. Soil structure. In: *Handbook of soil sciences. Properties and processes* (eds.: Huang, P.M., Li, Y., Sumner, M.E.). CRC Press. Boca Raton. 2-1.-2-17.
- GHIBERTO P. J., IMHOFF S., LIBARDI P.L., DA SILVA Á.P., TORMENA C.A. & PILATTI M.Á., 2015. Soil physical quality of Mollisols quantified by a global index. *Sci. Agric.* **72**. 167–174.
- GILLIGAN, E.D. & CLEMENCE, S.P., 1984. Fabric and engineering behavior of organic-saturated clays. *Bull Assoc Eng Geol.* **21**. 515–529.
- GIMÉNEZ, D., RAWLS, W.J., PACHEPSKY, Y. & WATT, J.P.C. 2001. Prediction of a pore distribution factor from soil textural and mechanical parameters. *Soil Sci.* **166**. 79–88.
- GOEBEL, M.-O., BACHMANN, J., WOCHÉ, S.K. & FISCHER, W.R., 2005. Soil wettability, aggregate stability, and the decomposition of soil organic matter. *Geoderma.* **128**. 80–93.
- GOOSSENS, D., 2008. Techniques to measure grain-size distributions of loamy sediments: a comparative study of ten instruments for wet analysis. *Sedimentology.* **55**. 65–96.
- GOST (State Standard) 12536-79., 1979. *Soils. Methods of laboratory particle-size and microaggregate-size distributions.*
- GRABER, E.R. & MINGERLIN, U. 1994. Clay swelling and regular solution theory. *Environ Sci Technol.* **28**. 2360–2365.
- GRANT, C.D. & DEXTER, A.R., 1990. Air entrapment and differential swelling as factors in the mellowing of moulded soil during rapid wetting. *Aust. J. Soil Res.* **28**. 361–369.

- GREGORY, J.H., DUKES, M.D., MILLER, G.L. & JONES, P.H., 2005. Analysis of double-ring infiltration techniques and development of a simple automatic water delivery system. Online. Applied Turfgrass Science doi:10.1094/ATS-2005-0531-01-MG.
- GRIMAZ, S., ALLEN, S., STEWART, J. & DOLCETTI, G., 2007. Predictive evaluation of the extent of the surface spreading for the case of accidental spillage of oil on ground. Selected Paper IcheaP-8, AIDIC Conference Series. **8**. 151–160.
- GROENEVELT, P.H., KAY B.D. & GRANT C.D., 1984. Physical assessment of a soil with respect to rooting potential. *Geoderma*. **34**. 101–114.
- GROENEVELT, P.H., GRANT, C.D. & MURRAY, R.S., 2004. On water availability in saline soils. *Aust J Soil Res*. **42**. 833–840.
- GUPTA, S.C. & LARSON, W.E., 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. *Water Resour Res*. **15**. 1633–1635.
- GUZMÁN, G., GÓMEZ, J. A. & GIRÁLDEZ, J. V., 2010. Measurement of particle size distribution of soil and selected aggregate sizes using the hydrometer method and laser diffractometry. *Geophys Res Abstracts*. 12. EGU2010-4422-1.
- HAINSWORTH, J.M. & AYLMOORE, L.A.G., 1983. The use of computer-assisted tomography to determine spatial distribution of soil water content. *Aust J Soil Res*. **21**. 435–443.
- HAJNOS, M., LIPIEC, J., SWIEBODA, R., SOKOŁOWSKA, Z. & WITKOWSKA-WALCZAK, B., 2006. Complete characterization of pore size distribution of tilled and orchard soil using water retention curve, mercury porosimetry, nitrogen adsorption, and water desorption methods. *Geoderma*. **135**. 307–314.
- HALL, A. D., 1904. The mechanical analysis of soils and the composition of the fractions resulting therefrom. *J Chem Soc Trans*. **85**. 950–963.
- HALL, D.G.M., REEVE, M.J., THOMASSON, A.J. & WRIGHET, F.V., 1977. Water retention, porosity and density of field soils. *Soil Survey Technical Monograph*. No.9. Harpenden, UK.
- HALMEMIES, S., GRÖNDAHL, S., NENONEN, K. & TUHKANEN, T., 2003. Estimation of the time periods and processes for penetration of selected spilled oils and fuels in different soils in the laboratory. *J Hazard Mater*. **97**. 127–143.
- HAMAMOTO, S., MOLDRUP, P., KAWAMOTO, K. & KOMATSU, T., 2009. Effect of particle size and soil compaction on gas transport parameters in variably saturated, sandy soils. *Vadose Zone J*. **8**. 986–995.
- HAMBLIN, A., 1985. The influence of soil structure on water movement, crop root growth, and water uptake. *Adv Agron*. **38**. 95–158.
- HAMMERVOLD, W.L., KNUITSEN, Ø., IVERSEN, J. E. & SKJÆVELAND, S. M., 1998. Capillary pressure scanning curves by the micropore membrane technique. *J Petrol Sci Eng*. **20**. 253–258.
- HATI, K.M., SWARUP, A., MISHRA, B., MANNA, M.C., WANJARI, R.H., MANDAL, K.G. & MISRA, A.K., 2008. Impact of long-term application of fertilizer, manure and lime under intensive cropping on physical properties and organic carbon content of an Alfisol. *Geoderma*. **148**. 173–179.
- HAVERKAMP, R. & PARLANGE, J.Y., 1986. Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: 1. Sandy soil without organic matter. *Soil Sci*. **142**. 325–339.
- HAVERKAMP, R., ZAMMIT, C., BOURAOUL, F., RAJKAI, K., ARRÛE, J.L. & HECKMANN, N., 1998. GRIZZLY, Grenoble Catalogue of Soils: Survey of soil field data and description of particle-size, soil water retention and hydraulic conductivity functions. Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE). France: Grenoble Cedex 9. cit: Nemes, A. 2011. Databases of soil physical and hydraulic properties. *Encyclopedia of Agrophysics, Encyclopedia of Earth Sciences Series*, Springer. 194–199.
- HEAD, K.H., 1984. *Manual of soil laboratory testing. Permeability, shear strength and compressibility tests*. Pentech Press. London.
- HELMIG R., 1997. *Multiphase flow and transport processes in the subsurface*. Berlin Heidelberg. Springer-Verlag. 367.
- HERNÁDI, H., MAKÓ, A., KUCSERA, S., SZABÓNÉ KELE, G. & SISÁK, I., 2008. A talaj mechanikai összetételének meghatározása különböző módszerekkel. *Talajvédelem különszám*. 105–114.
- HERNÁDI H., MAKÓ A. & CSATÁRI T., 2012a. A talajok olajvisszatartó képességének mérési lehetőségei. In: Makó A., Hernádi H. (szerk.): *Kőolajszármazékok a talajban: talajfizikai kutatások*. 2. kiadás. Pannon Egyetem Georgikon Kar, Keszthely. ISBN 978-615-5044-62-5. 93–165.
- HERNÁDI H., MAKÓ A. & TÓTH B., 2012b. A talajok olajvisszatartó képességének becslési lehetőségei. In: Makó A., Hernádi H. (szerk.): *Kőolajszármazékok a talajban: talajfizikai kutatások*. 2. kiadás. Pannon Egyetem Georgikon Kar, Keszthely. ISBN 978-615-5044-62-5. 166–224.
- HERNÁDI, H., MAKÓ, A., KOVÁCS, J. & CSATÁRI, T., 2013. Nonaqueous-phase liquid retention of mineral mixture series containing different clay minerals. *Commun Soil Sci Plan*. **44**. 390–396.
- HERNÁDI, H. & MAKÓ, A., 2014a. Dataset for creating pedotransfer functions to estimate organic liquid retention of soils. *J Env Geography* **7**. 11–22.

- HERNÁDI, H. & MAKÓ, A., 2014b. Predicting soil nonaqueous phase liquid retention with pedotransfer functions. *Agrokem Talajtan.* **63.** 9–18.
- HERNÁDI, H. & MAKÓ, A., 2014c. Preliminary investigation to estimate soil NAPL retention using parametric pedotransfer functions. *Int Agrophys.* **28.** 435–445.
- HILL, R.L., 1990. Long-term conventional and no-tillage effects on selected soil physical properties. *Soil Sci Soc Am J.* **54.** 161–166.
- HILLEL, D., 1971. *Soil and Water.* Academic Press. New York.
- HILLEL, D., 1998. *Environmental Soil Physics.* Academic Press. San Diego.
- HIRLEMAN, E. D., OEEHSK, V. & CHIGIER, N. A., 1984. Response characteristics of laser diffraction particle size analysers: optical sample volume extent and lens effects. *Opt Eng.* **23.** 610–619.
- HOPMANS, J.W., SIMUNEK, J., ROMANO, N. & DURNER, W., 2002. Inverse modeling of transient water flow. In: *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical Methods* (Eds.: DANE, J. H. & TOPP, G. C.). Soil Sciences Society of America. 963–1008.
- HORN, R., WAY, T. & ROSTEK, J., 2003. Effect of repeated tractor wheeling on stress/strain properties and consequences on physical properties in structured arable soils. *Soil Till Res.* **73.** 101–106.
- HOST-MADSEN, J. & JENSEN, K. H. 1992. Laboratory and numerical investigations of immiscible multiphase flow in soil. *J Hydrol.* **135.** 13–52.
- HUISZ, A., 2007. A talaj aggregátum-stabilitása az egységes aggregátum-stabilitás mutató tükrében. *Acta Agr Debr. Különszám.* **26.** 83–99
- HUZSVAI, L., RAJKAI, K. & SZÁSZ, G., 2005. Az agroökológiai modellezés technikája. *Kempelen Farkas Digitális Tankönyvtár egyetemi tankönyve.* <http://www.hik.hu/tankonyvtar/site/books/b114/index.html>.
- IDEN, S. C. & DURNER, W., 2008. Free-form estimation of soil hydraulic properties using Wind's method. *Eur J Soil Sci.* **59.** 1228–1240.
- ID. VÁRALLYAY GY., 1942 Öntözési tapasztalatok Márialigeten. *Öntözésügyi Közlemények.* **4.** 323–325.
- IGWE, C.A. & NWOKOCHA, D., 2005. Influence of soil properties on the aggregate stability of a highly degraded tropical soil in Eastern Nigeria. *Int Agrophys.* **19.** 131–139.
- IGWE, C.A. & STAHR, K., 2004. Water-stable aggregates of flooded Inceptisols from southeastern Nigeria in relation to mineralogy and chemical properties. *Aust J Soil Res.* **42.** 171–179
- IMHOFF, P.T. & MILLER, C.T., 2000. Nonaqueous phase liquids in the subsurface: effects of nonaqueous-aqueous mass transfer limitations. In: *Groundwater Pollution Control* (Ed.: KATSIFARAKIS, K.). Computational Mechanics Publications. Southampton, UK. 49–94.
- İSHAKOĞLU, A. & BAYTAŞ, A.F. , 2005. The influence of contact angle on capillary pressure-saturation relations in a porous medium including various liquids. *Int J Eng Sci.* **43.** 744–755.
- ISO 11274:1988. Soil quality -- Determination of the water-retention characteristic - Laboratory methods. International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland.
- ISO 11277: 2009 (E). Soil quality – Determination of particle size distribution in mineral soil material – Method by sieving and sedimentation. International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland.
- ISO 13320:1999. Particle size analysis – laser diffraction methods – part 1. International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland.
- ISO/DIS 11277:1994. Soil quality; determination of particle size distribution in mineral soil material; method by sieving and sedimentation following removal of soluble salts, organic matter and carbonates.
- IUSS WORKING GROUP WRB., 2015. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.
- IVERSEN, B.V., MOLDRUP, P., SCHJONNING, P. & LOLL, P., 2001a. Air and water permeability in differently textured soils at two measurement scales. *Soil Sci.* **166.** 643–659.
- IVERSEN, B.V., SCHJONNING, P., POULSEN, T.G. & MOLDRUP, P., 2001b. In-situ, on-site and laboratory measurements of soil air permeability. Boundary conditions and measurement scale. *Soil Sci.* **166.** 97–106.
- IVERSEN, B.V., MOLDRUP P., SCHJONNING P. & JACOBSEN O.H., 2003. Field application of a portable air permeameter to characterize spatial variability in air and water permeability. *Vadose Zone J.* **2.** 618–626.
- JABRO, J. D., 1992. Estimation of saturated hydraulic conductivity of soils from particle size distribution and bulk density data. *T Am Soc Civ Eng.* **35.** 557–560.
- JACKSON, M. L., 1958. *Soil chemical analysis.* Prentice Hall. Englewood Cliffs, N.J.
- JALBERT, M., & DANE, J.H., 2003. A handheld device for intrusive and nonintrusive field measurements of air permeability. *Vadose Zone J.* **2.** 611–617.
- JANCZUK, B. & BIALOPIOTROWICZ, T., 1988. Components of surface free energy of some clay minerals. *Clay Clay Miner.* **36.** 243–248.
- JANTSKY, B. (ed.), 1966. *Ásványtelepeink földtana. Nyersanyaglelőhelyeink.* Műszaki Könyvkiadó. Budapest.
- JARSO, J., DESTOUNI, G. & YARON, B., 1997. On the relation between viscosity and hydraulic conductivity values for volatile organic liquid mixtures in soils. *J Contam Hydrol.* **25.** 113–127.

- JASSÓ F. (Szerk.), HORVÁTH B., IZSÓ I., KIRÁLY L., PARÁSZKA L. & SZABÓNÉ KELE G., 1989. '88 útmutató a nagyméretarányú országos talajtérképezés végrehajtásához. Agroiinform Kiadó. Budapest.
- JENA, R. K., JAGADEESWARAN, R. & SIVASAMY, R., 2013. Analogy of soil parameters in particle size analysis through laser diffraction techniques. *Indian J Hill Farming*. **26**. 79–83.
- JENNINGS, A.A., 1987. Critical chemical reaction rates for multicomponent ground water contamination models. *Water Resour Res*. **23**. 1775–1784.
- JENSEN, K.H. & FALTA, R.W., 2005. Fundamentals. In: *Soil and groundwater contamination: nonaqueous phase liquids* (Eds.: MAYER, A. & HASSANIZADEH, S. M.). American Geophysical Union. Washington. 5–45.
- JIANG, P., ANDERSON, S.H., KITCHEN, N.R., SADLER, E.J. & SUDDUTH, K.A. 2007. Landscape and conservation management effects on hydraulic properties of a claypan soil toposequence. *Soil Sci Soc Am J*. **71**. 803–811.
- JONES, A.J. & WAGENET, R.J., 1984. In-situ estimation of hydraulic conductivity using simplified methods. *Water Resour Res*. **20**. 1620–1626.
- JOÓ, SZ., TÓTH, J. & FÖLDÉNYI, R., 2015. Characterization of salt- and surfactant-containing sandy soil extracts by laser light methods. *Int Agrophys*. **29**. 291–298.
- JORDI, F., 2007. Design and validation of an automated multistep outflow apparatus for measuring soil hydraulic properties. Masters Degree. Thesis. Boise State University.
- JOUANY, C., 1991. Surface free energy components of clay-synthetic humic acid complexes from contact-angle measurements. *Clay Clay Miner*. **39**. 43–49.
- JÓZEFACIUK, G., HOFFMANN, C. & MARSCHNER, B. 2002. Effect of extreme acid and alkali treatment on pore properties of soil samples. *J Plant Nutr Soil Sci*. **165**. 59–66.
- JÓZEFACIUK, G. & CZACHOR, H., 2014. Impact of organic matter, iron oxides, alumina, silica and drying on mechanical and water stability of artificial soil aggregates. Assessment of a new method to study water stability. *Geoderma*. **221-222**. 1–10.
- JURY, W.A., GARDNER, W.R. & GARDNER, W.H., 1991. *Soil Physics*. 5<sup>th</sup> Edition, John Wiley and Sons, New York.
- KACHINSKY, N.A., 1965. *Soil Physics*. Moscow. (in Russian)
- KALUARACHCHI, J.J. & PARKER, J.C., 1989. An efficient finite element method for modeling multiphase flow. *Water Resour Res*. **25**. 43–54.
- KAZÓ, 1958. Homokfelszín megkötés hazai gyártmányú "Solakrol"-al. *Agrokem Talajtan*. **7**. 141–150.
- KELLER, J. M. & SIMONS, C. S., 2005. The influence of selected liquid and soil properties on the propagation of spills over flat permeable surfaces. U.S. Department of Energy. Richland. Washington.
- KEMPER, W. D. & ROSENAU, R. C., 1986. Aggregate stability and size distribution. In: *Methods of Soil Analysis, Part 1*. KLUTE, A. (ed.). 2<sup>nd</sup> ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI. 425–442.
- KENKILÄ, J., 2005. The laser diffraction grain size analysis of late miocene floodplain sediments from lantian, in Shaanxi Province, Northern China. Master's thesis. University of Helsinki. Department of Geology Faculty of Mathematics and Natural Sciences. Helsinki
- KERRY, R., RAWLINS, B. G., OLIVER, M. A. & LACINSKA, A. M., 2009. Problems with determining the particle size distribution of chalk soil and some of their implications. *Geoderma*. **152**. 324–337.
- KESSLER, A. & RUBIN, H., 1987. Relationships between water infiltration and oil spill migration in sandy soils. *J Hydrol*. **91**. 187–204.
- KING, J.J. & FRANZMEIER, D.P., 1981. Estimation of saturated hydraulic conductivity from soil morphological and genetic information. *Soil Sci Soc Am J*. **46**. 419–425.
- KIRKHAM, D. & POWERS, W.L., 1972. *Advanced soil physics*. Wiley and Sons. New York.
- KLUTE, A., 1986. Water retention: laboratory methods. In: Klute, A. (ed): *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. 2nd. Edition. American Society of Agronomy. Madison. Wisconsin. 635-662.
- KLUTE, A. & DIRKSEN, C., 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In: Klute, A. *Methods of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods*. 2nd edition. Agronomy Monograph. 9. ASA and SSSA. Madison, WI. 687–734.
- KONDRLOVA, E., IGAZ, D. & HORAK, J., 2015. Effect of calculation models on particle size distribution estimated by laser diffraction. *The Journal of Ege University Faculty of Agriculture. Special Issue*. 21–27.
- KONERT, M. & VANDENBERGHE, J., 1997. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology*. **44**. 523–535.
- KOVÁCS, GY. & PÉCZELY, T., 1975. A talajszelvény víztartóképesége. *Agrokem Talajtan*. **24**. 99–120.
- KOWALENKO, C. G. & BABUIN, D., 2013. Inherent factors limiting the use of laser diffraction for determining particle size distributions of soil and related samples. *Geoderma*. **193-194**. 22–28.
- KOZENY, J., 1927. Über kapillare Leitung des Wassers im Boden. *Wiener Akademie Wissenschaft*. **136**. 271.
- KÖGEL-KNABNER, I., GUGGENBERGER, G., KLEBER, M., KANDELER, E., KALBITZ, K., SCHEU, S., EUSTERHUES, K. & LEINWEBER, P. 2008. Organo-mineral associations in temperate soils: integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry. *J Plant Nutr Soil Sci*. **171**. 61–82.
- KRÁMER, M., 1952. Talajmorzsák vízállóságának vizsgálata. *Agrokem Talajtan*. **1**. 495–510.
- KREYBIG, L., 1951. A talajok hő- és vízgazdálkodása. *Mezőgazdasági Kiadó*. Budapest.

- KRÜMMELBEIN, J., PETH, S. & HORN, R. 2008. Determination of precompression stress of a variously grazed steppe soil under static and cyclic loading. *Soil Till Res.* **99**. 139–148.
- KUBOTA, T., 1972. Aggregate-formation of allophanic soils: effect of drying on the dispersion of the soils. *Soil Sci Plant Nutr.* **18**. 79–87.
- KUEPER, B.H. & FRIND, E.O., 1991. Two-phase flow in heterogeneous porous media: 1. Model development. *Water Resour Res.* **27**. 1049–1057.
- KUHNT, G. 1993. Behaviour and fate of surfactant in soil. *Environ Toxicol Chem.* **12**. 1813–1820.
- KUN, Á., KATONA, O., SIPOS, GY. & BARTA, K., 2013. Comparison of pipette and laser diffraction methods in determining the granulometric content of fluvial sediment samples. *J Environ Geogr.* **6**. 49–54.
- KURÁŽ, V., FROUZ, J., KURÁŽ, M., MAKÓ, A., ŠUSTR, V., CEJPEK, J., ROMANOV, O. V. & ABAKUMOV, V., 2012. Changes in some physical properties of soils in the chronose-quence of self-overgrown dumps of the Sokolov quarry–dump complex, Czechia. *Eurasian Soil Sci.* **45**. 266–272.
- KUTÍLEK, M., JENELE, L. & PANAYIOTOPOULOS, K.P. 2006. The influence of uniaxial compression upon pore size distribution in bi-model soils. *Soil Till Res.* **86**. 27–37.
- LAL, R. & SHUKLA, M.K., 2004. Principles of soil physics. Marcel Dekker. New York.
- LAMORSKI, K., PACHEPSKY, Y.A., SLAWINSKI, C. & WALCZAK, R., 2008. Using support vector machines to develop pedotransfer functions for water retention of soils in Poland. *Soil Sci Soc Am J.* **72**. 1243–1247.
- LAMORSKI, K., BIEGANOWSKI, A., RYŻAK, M., SOCHAN, A., SŁAWIŃSKI, C. & STELMACH, W., 2014. Assessment of the usefulness of particle size distribution measured by laser diffraction for soil water retention modelling. *J Plant Nutr Soil Sci.* **177**. 803–813.
- LAMP, J. & KNEIB, W., 1981. Zur quantitativen Erfassung und Bewertung von Pedofunktionen. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft.* **32**. 695–711.
- LAVKULICS, L.M. & WIENS, J.H., 1970. Comparison of organic matter destruction by hydrgene peroxide and sodium hypochlorite and its effects on selected mineral constituents. *Soil Sci Soc Am Proc.* **34**. 755–758.
- LE BISSONNAIS, Y. 1990. Experimental study and modeling of soil surface crusting processes. In Bryan, R.B. (ed.). *Soil erosion-experiments and models. Catena Supplement* **17**. 13–28.
- LE BISSONNAIS, Y., 1996. Aggregates stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. *Eur J Soil Sci.* **47**. 425–437.
- LEBRON, I. & SUAREZ, D.L., 1992. Variations in soil stability within and among soil types. *Soil Sci Soc Am J.* **56**. 1412–1421.
- LEIGHTON-BOYCE, G., DOERR, S.H., SHAKESBY, R.A. & WALSH, R.P.D., 2007. Quantifying the impact of soil water repellency on overland flow generation and erosion: a new approach using rainfall simulation and wetting agent on in situ soil. *Hydrol Process.* **21**. 2337–2345.
- LEIJ, F., ALVES, W.J., VAN GENUCHTEN, M.TH. & WILLIAMS, J.R., 1996. The UNSODA. Unsaturated Soil Hydraulic Database. User's Manual Version 1.0. EPA/600/R-96/095. US. Environmental Protection Agency. Washington, DC.
- LENHARD, R.J. & PARKER, J.C., 1987. Measurement and prediction of saturation-pressure relations in three phase porous media systems. *J Contam Hydrol.* **1**. 407–424.
- LENHARD, R.J., 1992. Measurement and modelling of three-phase saturation-pressure hysteresis. *J Contam Hydrol.* **9**. 243–269.
- LEVERETT, M. C., 1941. Capillary behavior in porous solids. *T Soc Petrol En AIME.* **142**. 152–169.
- LEVERETT, M.C. & LEWIS, W.B., 1941. Steady flow of gas-oil-water mixtures trough unconsolidated sands. *T Soc Petrol En AIME.* **142**. 107–116.
- LEVY, G.J., AGASSI, M., SMITH, H.J.C. & STERN, R., 1993. Microaggregate stability of kaolinitic and illitic soils determined by ultrasonic energy. *Soil Sci Soc Am J.* **57**. 803–808.
- LEVY, G.J. & MAMEDOV, A.I., 2002. High-Energy-Moisture-Characteristic aggregate stability as a predictor for seal formation. *Soil Sci Soc Am J.* **66**. 1603–1609.
- LEVY, G.J., MAMEDOV, A.I., & GOLDSTEIN, D., 2003. Sodicity and quality effects on slaking of aggregates from semi-arid soils. *Soil Sci.* **168**. 552–562.
- LI, Y., CHEN, D., WHITE, R.E., ZHU, A. & ZHANG, J., 2007. Estimating soil hydraulic properties of Fengqiu County soils in the North China Plain using pedo-transfer functions. *Geoderma.* **138**. 261–271.
- LIEB, M., GLASER, B. & HUWE, B., 2012. Uncertainty in the spatial prediction of soil texture. Comparison of regression tree and Random Forest models. *Geoderma* **170**. 70–79.
- LILLY, A., BOORMAN, D.B. & HOLLIS, J.M., 1996. The use of pedotransfer in the development of a hydrological classification of UK soils (HOST). *Proc. of the Workshop on the Use of Pedotransfer in Soil Hydrology Research in Europe, Orleans, France, 10–12 October 1996.* 55–57.
- LILLY, A., NEMES, A., RAWLS, W.J. & PACHEPSKY, Y.A., 2008. Probabilistic approach to the identification of input variables to estimate hydraulic conductivity. *Soil Sci Soc Am J.* **72**. 16–24.
- LIN, A., FERRAND, P.C., MILLY, D., PINDER, G.F. & TURRIN, R.P., 1990. A comparison of capillary pressure-saturation relations for drainage in two- and three-fluid porous media. *Adv Water Resour.* **13**. 54–62.

- LIN, H.S., MCINNES, K.J., WILDING, L.P., & HALLMARK, C.T., 1999. Effects of soil morphology on hydraulic properties: II. Hydraulic pedotransfer functions. *Soil Sci Soc Am J.* **63**, 955–961.
- LIN, L. 1989. A concordance correlation coefficient to evaluate reproducibility. *Biometrics.* **45**, 255–268.
- LIN, L., HEDAYAT, A.S., SINHA, B. & YANG, M., 2002. Statistical methods in assessing agreement. *J Am Stat Assoc.* **97**, 257–270.
- LIU, T. K., ODELL, R. T., ETTER, W. C. & THORNBURN, T. H., 1996. Comparison of clay contents determined by hydrometer and pipette methods using reduced major axis analysis. *Soil Sci Soc Am Proc.* **30**, 665–669.
- LIU, Y.P., HOPMANS, J.W., GRISMER, M.E. & CHEN, J.Y., 1998. Direct estimation of air-oil and oil-water capillary pressure and permeability relations from multi-step outflow experiments. *J Contam Hydrol.* **32**, 223–245.
- LOIZEAU, J-L., ARBOUILLE, D., SANTIAGO, S. & VERNET J-P., 1994. Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyzer for use with sediments. *Sedimentology.* **41**, 353–361.
- LOLL, P., MOLDRUP, P., SCHJØNNING, P. & RILEY, H., 1999. Predicting saturated hydraulic conductivity from air permeability: Application in stochastic water infiltration modeling. *Water Resour Res.* **35**, 2387–2400.
- LORD, D. L., HAYES, K.F., DEMOND, A.H. & SALEHZADEH A., 1997. Influence of organic acid solution chemistry on subsurface transport properties. 1. Surface and interfacial tension. *Environ Sci Technol.* **31**, 2045–2051.
- LOVELAND, P. J. & WHALLEY, W. R., 1991. Particle size analysis. In: *Soil and environmental analysis, physical methods.* (SMITH, K. A. & MULLINS, C. E. (eds.)). Marcel Dekker Inc. New York. 281–314.
- LOVELAND, P.J & WEBB, J., 2003. Is there a critical level of organic matter in the agricultural soils of temperate regions: a review. *Soil Till. Res.* **70**, 1–18.
- LU, N., RISTOW, G. H. & LIKOS, W. I., 2000. The Accuracy of hydrometer analysis for fine-grained clay particles. *Geotech Test J.* **23**, 487–495.
- LYON, T. L. & BUCKMAN, H. O., 1943. *The nature and properties of soils*, 4th ed. New York, N. Y. The Macmillan Company.
- MA, Z., MERKUS, H. G., DE SMET J. G. A. E., HEFFELS, C. & SCARLETT, B., 2000. New developments in particle characterization by laser diffraction: size and shape. *Powder Technol.* **111**, 66–78.
- MADARÁSZ, B., JAKAB, G., SZALAI, Z. & JUHOS, K., 2012. Lézeres szemcseösszetétel elemzés néhány előkészítő eljárásának vizsgálata nagy szervesanyag-tartalmú talajokon. *Agrokem Talajtan.* **61**, 381–398.
- MADOS (KOTZMANN) L., 1939. Öntözési és vízgazdálkodási tanulmányok a tiszafüredi öntözőrendszer területén. *Öntözésügyi Közlemények.* **1**, 89–116.
- MADOS L., 1942. *Általános talajtani ismeretek.* Kézirat. Diószegi Lehel Leíró- és Sokszorosító Irodája. Budapest.
- MAHBOUBI, A.A., LAL, R. & FAUSSEY, N.R., 1993. Twenty-eight years of tillage effects on two soils in Ohio. *Soil Sci Soc Am J.* **57**, 506–512.
- MAKÓ, A., 2002. Measuring and estimating the pressure-saturation curves on undisturbed soil samples using water and NAPL. *Agrokem Talajtan.* **51**, 27–36.
- MAKÓ, A., 2005. Measuring the two-phase capillary pressure-saturation curves of soil samples saturated with nonpolar liquids. *Commun Soil Sci Plan.* **36**, 439–453.
- MAKÓ, A. & ELEK, B., 2006. Comparison of the soil extraction isotherms of soil samples saturated with nonpolar liquids. *Water Air Soil Poll: Focus.* **6**, 331–342.
- MAKÓ A., TÓTH B. & RAJKAI K., 2007. A talajok vízgazdálkodási tulajdonságainak földminősítési célú becslése. In: *Földminősítés a XXI. században! Földminőség, földértékelés és földhasználati információ a környezetbarát gazdálkodás versenyképességének javításáért.* Keszthely, 2007. november 22–23. 45–50. MTA Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet. Budapest.
- MAKÓ, A., ELEK, B., DUNAI, A. & HERNÁDI, H., 2009. Comparison of the NAPL conductivity and air permeability of different soils. *Commun Soil Sci Plan.* **40**, 787–799.
- MAKÓ A., TÓTH B., HERNÁDI H., FARKAS Cs. & MARTH P., 2010. Introduction of the Hungarian Detailed Soil Hydrophysical Database (MARTHA) and its use to test external pedotransfer functions. *Agrokem Talajtan.* **59**, 29–39.
- MAKÓ A. & HERNÁDI, H., 2012. Kőolajszármazékok viselkedése a talajban. In: Makó A., Hernádi H. (szerk.): *Kőolajszármazékok a talajban: talajfizikai kutatások. 2. kiadás.* Pannon Egyetem Georgikon Kar, Keszthely. ISBN 978-615-5044-62-5. 13–77.
- MAKÓ, A. & TÓTH, B. 2013. Soil data from Hungary. In: Weynants M (ed.): *European Hydropedological Data Inventory (EU-HYDI).* Brussels: Publications Office of the European Union, 2013. JRC Technical Reports. 50–55.
- MAKÓ, A., TÓTH, G., WEYNANTS, M., RAJKAI, K., HERMANN, T. & TÓTH, B., 2017. Pedotransfer functions for converting laser diffraction particle-size data to conventional values. *Eur J Soil Sci.* doi: 10.1111/ejss.12456. Malvern Operators Guide, 1999. Malvern Press, Malvern, UK.
- MARSHALL, T.J. & HOLMES, J.W., 1979. *Soil Physics.* Cambridge University Press, Cambridge.
- MASON, J. A., GREENE, R. S. & JOECKEL, R. M., 2011. Laser diffraction analysis of the disintegration of aeolian sedimentary aggregates in water. *Catena.* **87**, 107–118.

- MASON, J., KASMERCHAK, C. & LIANG, M., 2016. Monitoring aggregate disintegration with laser diffraction: A tool for studying soils as sediments. *Geophys Res Abstracts*. **18**. EGU2016-5279.
- MATHIEU, CL. & PIELTAIN, F., 2003. *Analyse chimique des sols. Méthodes choisies*. Editions Tec & Doc – Lavoisier, Paris.
- MATSUYAMA, T. & YAMAMOTO, H., 2004. Particle shape and laser diffraction: a discussion of particle shape problem. *J Disper Sci Technol*. **25**. 1–8.
- MATTHEWS, M. D., 1991. The effect of grain shape and density on the size measurement. In: *Principles, methods, and applications of particle size analysis* (Ed.: SYVITSKI, J. P. M.). Cambridge University Press. Cambridge. 22–33.
- MAYER, A.S. & HASSANIZADEH, S.M., 2005. Soil and groundwater contamination: Nonaqueous phase liquids. *Water resources monograph*. 17. AGU. Washington.
- MAYER, A.S. & MILLER, C.T. 1992. The influence of porous medium characteristics and measurement scale on pore-scale distributions of residual nonaqueous-phase liquids. *J Contam Hydrol*. **11**. 189–213.
- MAYR, T. & JARVIS, N.J., 1999. Pedotransfer functions to estimate soil water retention parameters for a modified Brooks–Corey type model. *Geoderma*. **91**. 1–9.
- MÁTYÁS, E., 1979. A tokaji-hegységi ásványbányászat bányaföldtana. *Földtani Közlöny*. **109**. 488–506.
- MCBRATNEY, A.B., MINASNY B., CATTLE S.R. & VERVOORT R.W. 2002. From pedotransfer functions to soil inference systems. *Geoderma*. **109**. 41–73.
- MCCAVE, I. N., BRYANT, R. J., COOK, H. F. & COUGHANOWR, C. A., 1986. Evaluation of a laser-diffraction size analyzer for use with natural sediments. *Res Method Papers*. 561–564.
- MCKEAGUE, J. A., 1978. *Manual on soil sampling and methods of analysis*. 2nd ed. Ottawa. Canadian Society of the Soil Science.
- MCKEAGUE, J.A., WANG, C. & TOPP, G.C., 1982. Estimating saturated hydraulic conductivity from soil morphology. *Soil Sci Soc Am J*. **46**. 1239–1244.
- MCKENZIE, N.J. & MACLEOD, D.A., 1989. Relationships between soil morphology and soil properties relevant to irrigated and dryland agriculture. *Aust J Soil Res*. **27**. 235–258.
- MERCER, J.W. & COHEN R.M., 1990. A review of immiscible fluids in the subsurface: properties, models, characterization and remediation. *J Contam Hydrol*. **6**. 107–163.
- METZGER, L. & YARON, B., 1987. Influence of sludge organic matter on soil physical properties. *Adv Soil Sci*. **7**. 141–163.
- MEYER, E., 1977. *Chemistry of hazardous materials*. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs. New Jersey.
- MIKUTTA, R., KLEBER, M., KAISER, K. & JAHN R., 2005. Review: organic matter removal from soils using hydrogen peroxide, sodium hypochlorite, and disodium peroxodisulfate. *Soil Sci Soc Am J*. **69**. 120–135.
- MILLER, B. A. & SCHAEZTL, R. J., 2012. Precision of soil particle size analysis using laser diffractometry. *Soil Sci Soc Am J*. **76**. 1719–1727.
- MILLER, C.D., DURNFORD, D.S. & FOWLER, A.B., 2004. Equilibrium nonaqueous phase liquid pool geometry in coarse soils with discrete textural interfaces. *J Contam Hydrol*. **71**. 239–260.
- MILLER, C.T., CHRISTAKOS, G., IMHOFF, P.T., MCBRIDE, J.F., PEDIT, J.A. & TRANGENSTEIN, J.A., 1997. Multiphase flow and transport modelling in heterogenous porous media: Challenges and approaches. *Adv Water Resour*. **21**. 77–120.
- MILLER, M. P., RADCLIFFE, D. E. & MILLER, D. M., 1988. An historical perspective on the theory and practice of soil mechanical analysis. *J Agron Education*. **17**. 24–28.
- MINASNY, B., MCBRATNEY, A.B. & BRISTOW, K.L., 1999. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma*. **93**. 225–253.
- MINASNY, B.J., HOPMANS, J.W., HARTER, T., ECHING, S.O., TULLI, A. & DENTON, M.A., 2004. Neural networks prediction of soil hydraulic functions for alluvial soils using multistep outflow data. *Soil Sci Soc Am J*. **68**. 417–429.
- MINASNY, B., 2007. Predicting soil properties. *Jurnal Ilmu Tanah dan Lingkungan*. **7**. 54–67.
- MITCHELL, J.K., HOOPER, D. & CAMPANELLA, R., 1965. Permeability of compacted clay. *J Soil Mechanics and Found-ASCE*. **91**. 41–65.
- MITCHELL, J.K., 1976. *Fundamentals of soil behavior*. Wiley & Sons. New York.
- MOEYS, J., 2009. The Soil Texture Wizard R functions for plotting, classifying and transforming soil texture data. *Pedometron*. **28**. 7–10.
- MOEYS, J., 2014. The soil texture wizard: R functions for plotting, classifying, transforming and exploring soil texture data. [http://cran.r-project.org/web/packages/soiltexture/vignettes/soiltexture\\_vignette.pdf](http://cran.r-project.org/web/packages/soiltexture/vignettes/soiltexture_vignette.pdf)
- MOLDRUP, P., OLESEN, T., KOMATSU, T., SCHJØNNING, P. & ROLSTON, D.E., 2001. Tortuosity, diffusivity, and permeability in the soil liquid and gaseous phases. *Soil Sci Soc Am J*. **65**. 613–623.
- MOLDRUP, P., YOSHIKAWA, S., OLSEN, T., KOMATSU, T. & ROLSTON, D.E., 2003. Air permeability in undisturbed volcanic ash soils: Predictive model test and soil structure fingerprint. *Soil Sci Soc Am J*. **67**. 32–40.

- MOROW, N.R., 1976. Capillary pressure correlations for uniformly wetted porous media. *J Can Petrol Technol.* **15.** 49–69.
- MOSELEY, W.A. & DHIR, V.K., 1996. Capillary pressure–saturation relations in porous media including the effect of wettability. *J Hydrol.* **178.** 33–53.
- MOSS, A.K., JING, X.D. & ARCHER, J.S., 1999. Laboratory investigation of wettability and hysteresis effects on resistivity index and capillary pressure characteristics. *J Petrol Sci Eng.* **24.** 231–242.
- MSZ-08.0205-78. MÉM Ágazati Szabvány 1979. A talaj fizikai és vízgazdálkodási tulajdonságainak vizsgálata, Budapest.
- MSZ-08.0206-2-78. MÉM Ágazati Szabvány 1979. A talaj egyes kémiai tulajdonságainak vizsgálata. Laboratóriumi vizsgálatok (pH-érték, szódában kifejezett fenolftealein lúgosság, vízben oldható összes só, hidrolitos / $\gamma_1$ -érték/ és kicserélődési aciditás / $\gamma_2$ -érték/). Budapest.
- MUALEM, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour Res.* **12.** 513–522.
- MUGGLER, C. C., PAPE, TH. & BUURMAN, P., 1997. Laser grain-size determination in soil genetic studies 2. Clay content, clay formation, and aggregation in some Brazilian Oxisols. *Soil Sci.* **162.** 219–228.
- MURÁNYI A., 1983. Az egyensúlyi oldatkonzentráció és a nátriumtelítettség hatása a talaj valódi permeabilitására. *Agrokem Talajtan.* **32.** 139–154.
- NEMES, A., WÖSTEN, J. H. M., LILLY, A. & OUDE VOSHAAR, J. H., 1999. Evaluation of different procedures to interpolate particle-size distributions to achieve compatibility within soil databases. *Geoderma.* **90.** 187–202.
- NEMES, A., SCHAAP, M.G., LEIJ, F.J. & WÖSTEN, J.H.M., 2001. Description of the unsaturated soil hydraulic database UNSODA version 2.0. *J Hydrol.* **251.** 151–162.
- NEMES, A., 2002. Unsaturated Soil Hydraulic Database of Hungary: HUNSODA. *Agrokem Talajtan.* **51.** 17–26.
- NEMES, A., SCHAAP, M.G. & WÖSTEN, J.H.M., 2003. Functional evaluation of pedotransfer functions derived from different scales of data collection. *Soil Sci Soc Am J.* **67.** 1093–1102.
- NEMES, A., RAWLS, W.J. & PACHEPSKY, YA.A., 2006. Use of a non-parametric nearest-neighbor technique to estimate soil water retention. *Soil Sci Soc Am J.* **70.** 327–336.
- NEMES, A., ROBERTS, R.T., RAWLS, W.J., PACHEPSKY, Y.A. & VAN GENUCHTEN, M.T., 2008. Software to estimate -33 and -1500 kPa soil water retention using the non-parametric k-nearest neighbor technique. *Environ Modell Softw.* **23.** 254–255.
- NEMES, A., TIMLIN, D.J., PACHEPSKY, YA.A. & RAWLS, W.J., 2009. Evaluation of the pedotransfer functions for their applicability at the US National Scale. *Soil Sci Soc Am J.* **73.** 1638–1645.
- NEMES, A., PACHEPSKY, Y.A. & TIMLIN, D., 2010. Toward improving estimates of field capacity from laboratory measured soil properties. *Proceedings of World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World.* Brisbane, Australia, 1–6 August 2010. 182–185.
- NEMES, A., 2011. Databases of soil physical and hydraulic properties. *Encyclopedia of Agrophysics, Encyclopedia of Earth Sciences Series,* Springer. 194–199.
- NIELSEN, D.R. & SHAW, R.H., 1958. Estimation of the 15-atmosphere moisture percentage from hydrometer data. *Soil Sci.* **86.** 103–105.
- NIMMO, J.R. & MILLER, E.E., 1986. The temperature dependence of isothermal moisture vs. potential characteristic of soils. *Soil Sci Soc Am J.* **50.** 1105–1113.
- NORTON, L.D., MAMEDOV, A. I., HUANG, C. & LEVY, G.J. 2006. Soil aggregate stability as affected by long-term tillage and clay mineralogy. *Adv Geocol.* **38.** 422–429.
- O'CARROLL, D.M., BRADFORD, S.A. & ABRIOLA, L.M., 2004. Infiltration of PCE in a system containing spatial wettability variations. *J Contam Hydrol.* **73.** 39–63.
- OHU J.O., RAGHAVAN G.S.V., PRASHER S. & MEHUYS G., 1987. Prediction of water retention characteristics from soil compaction data and organic matter content. *J Agric Eng Res.* **38.** 27–35.
- OLSEN, H., 1962. Hydraulic flow through saturated clays. *Clay Clay Miner.* **11.** 131–161.
- OOSTROM, M., HOFSTEE, C., LENHARD, R.J. & WIETSMA, T.W., 2003. Flow behaviour and residual saturation formation of liquid carbon tetrachloride in unsaturated heterogeneous porous media. *J Contam Hydrol.* **64.** 93–112.
- OOSTROM, M., DANE, J.H. & WIETSMA, T.W., 2007. A review of multidimensional, multifluid, intermediate-scale experiments: Flow behavior, saturation imaging and tracer detection and quantification. *Vadose Zone J.* **6.** 610–637.
- ORFÁNUS, T., DLAPA, P., FODOR, N., RAJKAI, K., SÁNDOR, R. & NOVÁKOVÁ, K., 2014. How severe and subcritical water repellency determines the seasonal infiltration in natural and cultivated sandy soils. *Soil Till Res.* **135.** 49–59.
- ORZECZOWSKI, M., SMÓLCZYŃSKI, S., DŁUGOSZ, J. & POŹNIAK, P., 2014. Measurements of texture of soils formed from glaciolimnic sediments by areometric method, pipette method and laser diffraction method. *Soil Sci Annual.* **65.** 72–79.



- ÖZER, M., ORHAN, M. & IŞIK, N., 2010. Effect of particle optical properties on size distribution of soils obtained by laser diffraction. *Environ Eng Geosci.* **16.** 163–173.
- PABST, W., KUNES, K., HAVRDA, J. & GREGOROVA, E., 2000. A note on particle size analyses of kaolins and clays. *J Eur Ceramic Soc.* **20.** 1429–1437.
- PACHEPSKY, Y., SHCHERBAKOV, R.A., VÁRALLYAY, G. & RAJKAI K., 1982. Statistical analysis of water retention relations with other physical properties of soils. *Pochvovedenie.* **2.** 42–52.
- PACHEPSKY, Y.A., TIMLIN, D. & VÁRALLYAY, GY., 1996. Artificial neural networks to estimate soil water retention from easily measurable data. *Soil Sci Soc Am J.* **60.** 727–733.
- PACHEPSKY, Y.A., TIMLIN, D.J. & RAWLS, W.J., 2001. Soil water retention as related to topographic variables. *Soil Sci Soc Am J.* **65.** 1787–1795.
- PACHEPSKY, Y.A. & RAWLS, W.J., 2003. Soil structure and pedotransfer functions. *European J Soil Sci.* **54.** 443–451.
- PACHEPSKY, Y.A. & RAWLS, W.J. (EDS.), 2004. Development of pedotransfer functions in soil hydrology. *Developments in Soil Science.* Elsevier. Amsterdam.
- PACHEPSKY, Y.A., RAWLS, W.J. & LIN, H.S., 2006. Hydropedology and pedotransfer functions. *Geoderma.* **131.** 308–316.
- PALMER, C.D. & JOHNSON, R.L., 1989. Physical processes controlling the transport of non-aqueous phase liquids in the subsurface. In: *Transport and fate of contaminants in the subsurface.* US EPA. EPA/625/4-89/019. 23–27.
- PARKER, J.C., KOOL, J.B. & VAN GENUCHTEN, M.T., 1985. Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation: II. Experimental studies. *Soil Sci Soc Am J.* **49.** 1354–1359.
- PARKER, J.C., LENHARD, R.J. & KUPPUSAMY, T., 1987. A parametric model for constitutive properties governing multi-phase flow in porous media. *Water Resour Res.* **23.** 618–624.
- PARKER, J.C. & LENHARD, R.J., 1987. A model of hysteretic constitutive relations governing multiphase flow: 1. Saturation-pressure relations. *Water Resour Res.* **23.** 2187–2196.
- PARKER, J.C., 1989. Multiphase flow and transport in porous media. *Rev Geophys.* **27.** 311–328.
- PAZ-FERREIRO, J., VÁZQUEZ, E.V. & MIRANDA, J.G.V., 2010. Assessing soil particle-size distribution on experimental plots with similar texture under different management systems using multifractal parameters. *Geoderma.* **160.** 47–56.
- PENG, H., HORTON, R., LEI, T., DAI, Z. & WANG, X., 2015. A modified method for estimating fine and coarse fractal dimensions of soil particle size distributions based on laser diffraction analysis. *J Soil Sediment.* **15.** 937–948.
- PENG, X. & HORN, R., 2007. Anisotropic shrinkage and swelling of some organic and inorganic soils. *Eur J Soil Sci.* **58.** 98–10.
- PÉCSI, M., 1979. Rövid összefoglaló értékelés a paksi löszfeltárások újabb kutatási eredményeiről. *Földrajzi Közlemények* 292-300.
- PHILLIPS, R.E. & KIRKHAM, D., 1962. Soil compaction in the field - and corn growth. *Agron J.* **54.** 29–34.
- PIERI, L., BITTELLI, M. & PISA, P. R., 2006. Laser diffraction, transmission electron microscopy and image analysis to evaluate a bimodal Gaussian model for particle size distribution in soils. *Geoderma.* **135.** 118–132.
- PIERSON, F.B. & MULLA, D.J., 1989. An improved method for measuring aggregate stability of a weakly aggregated loessial soil. *Soil Sci Soc Am J.* **53:**1825-1831.
- POJASOK, T. & KAY, B.D., 1990. Assessment of a combination of wet sieving and turbidimetry to characterize the structural stability of moist aggregates. *Can J Soil Sci.* **70.** 33–42.
- POLAKOWSKI, C., SOCHAN, A., BIEGANOWSKI, A., RYŻAK, M., FÖLDÉNYI, R. & TÓTH, J., 2014. Influence of the sand particle shape on particle size distribution measured by laser diffraction method. *Int Agrophys.* **28.** 195–200.
- POLAKOWSKI, C., RYŻAK, M., BIEGANOWSKI, A., SOCHAN, A., BARTMIŃSKI, P., DEBICKI, R. & STELMACH, W., 2015. The reasons for incorrect measurements of the mass fraction ratios of fine and coarse material by laser diffraction. *Soil Sci Soc Am J.* **79.** 30–36.
- POPE, G.A., SEPEHRNOORI, K., SHARMA, M.M., MCKINNES, D.C., SPEITEL, G.E. & JACKSON, R.E., 1999. Three-dimensional NAPL fate and transport model. U.S. Environmental Protection Agency.
- POULSEN, T.G., IVERSEN, B.V., YAMAGUCHI, T., MOLDRUP, P. & SCHJØNNING, P., 2001. Spatial and temporal dynamics of air permeability in a constructed field. *Soil Sci.* **166.** 153–162.
- POULSEN, T.G., MOLDRUP, P., THORBJØRN, A. & SCHJØNNING, P., 2007. Predicting air permeability in undisturbed, subsurface sandy soils from air-filled porosity. *J Environ Eng.* 995–1001.
- PUCKETT, W.E., DANE, J.H. & HAJEK, B.F., 1985. Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. *Soil Sci Soc Am J.* **49.** 831–836.
- PULLEMAN, M.M., SIX, J., UYL, A., MARINISSEN, J.C.Y. & JONGMANS, A.G., 2005. Earthworms and management affect organic matter incorporation and microaggregate formation in agricultural soils. *Appl Soil Ecol.* **29.** 1–15.

- PYE, K. & BLOTT, S. J., 2004. Particle size analysis of sediments, soils and related particulate materials for forensic purposes using laser granulometry. *Forensic Sci Int.* **144.** 19–27.
- QUISENBERRY, V.L., SMITH, B.R., PHILLIPS, R.E., SCOTT, H.D. & NORTCLIFF, S., 1993. A soil classification system for describing water and chemical transport. *Soil Sci.* **156.** 306–315.
- RAJKAI, K., VÁRALLYAY, G., PACHEPSKY, YA.A. & SCHERBAKOV, R.A., 1981. pF-görbék számítása a talaj mechanikai összetétele és térfogattömege alapján. *Agrokem Talajtan.* **30.** 409–438.
- RAJKAI, K., 1984. A talaj kapilláris vezetőképességének számítása a pF-görbe alapján, *Agrokem Talajtan.* **33.** 50–62.
- RAJKAI, K., 1988. A talaj víztartó képessége és különböző talajtulajdonságok összefüggéseinek vizsgálata. *Agrokem Talajtan.* **36-37.** 15–30.
- RAJKAI, K. & VÁRALLYAY, GY., 1992. Estimating soil water retention from simpler properties by regression techniques. In: *Proc. Internat. Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils.* University of California, Riverside, CA. 417–426.
- RAJKAI, K., 1993. A talajnedvesség energiaállapotának meghatározása. In: *Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv. 1. A talaj fizikai, vízgazdálkodási és ásványtani vizsgálata* (Ed.: BÜZÁS, I.). INDA4231 Kiadó. Budapest. 143–161.
- RAJKAI, K., ZSEMBELI, J., BLASKÓ, L. & VÁRALLYAY, GY., 1993. Use of tension infiltrometer and water retention characteristics in the assessment of soil structure. *Int Agrophys.* **7.** 141–154.
- RAJKAI, K., KABOS, S., VAN GENUCHTEN, M. TH. & JANSSON, P. E., 1996. Estimation of water-retention characteristics from the bulk density and particle-size distribution of Swedish soils. *Soil Sci.* **161.** 832–846.
- RAJKAI, K. & KABOS, S., 1999. A talaj víztartó képesség-függvény (pF-görbe) talajtulajdonságok alapján történő becslésének továbbfejlesztése. *Agrokem Talajtan.* **48.** 15–32.
- RAJKAI, K., KABOS, S. & JANSSON, P. E., 1999. Improving prediction accuracy of soil water retention with concomitant variable. In: M. Th. van Genuchten, F. J. Leij, L. Wu (Eds) *Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media.* USDA. University of California. Riverside. 999–1004.
- RAJKAI, K., 2004. A víz mennyisége, eloszlása és áramlása a talajban. *MTA Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet.* Budapest.
- RAJKAI, K., KABOS, S. & VAN GENUCHTEN, M.T., 2004. Estimating the water retention curve from soil properties: Comparison of linear, nonlinear and concomitant variable methods. *Soil Till Res.* **79.** 145–152.
- RAJKAI, K., TÓTH, B., BARNA, GY., HERNÁDI, H., KOCSIS, M. & MAKÓ, A., 2015. Particle-size and organic matter effects on structure and water retention of soils. *Biologia.* **70.** 1456–1461.
- RAMASWAMY, V. & RAO, P. S., 2006. Grain size analysis of sediments from the northern Andaman sea: Comparison of Laser diffraction and sieve-pipette techniques. *J Coastal Res.* **22.** 1000–1009.
- RAO S. M. & REVANASIDDAPPA K., 2006. Influence of cyclic wetting drying on collapse behaviour of compacted residual soil. *Geotech Geol Eng.* **24.** 725–734.
- RATHFELDER, K. & ABRIOLA, L. M., 1996. The influence of capillarity in numerical modelling of organic liquid redistribution in two-phase systems. *Adv Water Resour.* **21.** 159–170.
- RAWLINS, B. G., WRAGG, J. & LARK, R. M., 2013. Application of a novel method for soil aggregate stability measurement by laser granulometry with sonication. *Eur J Soil Sci.* **64.** 92–103.
- RAWLINS, S.L. & CAMPBELL, G.S., 1986. Water potential: thermocouple psychrometry. In: *Methods of Soil Analysis. Part 1.* (Ed.: KLUTE, A.). American Society of Agronomy. Madison, WI. 597–618.
- RAWLS, W.J. & BRAKENSIEK, D.L., 1982. Estimating soil water retention from soil properties. *J Irrig Drain E-ASCE.* **108.** 166–171.
- RAWLS, W.J., BRAKENSIEK D.L. & SAXTON K.E., 1982. Estimation of soil water properties. *T Am Soc Agric Eng.* **25.** 1316–1320.
- RAWLS, W.J., 1983. Estimating soil bulk density from particle size analysis and organic matter content. *Soil Sci.* **135.** 123–125.
- RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L. & SONI, B., 1983. Agricultural management effects on soil water processes. Part I. Soil water retention and Green-Ampt parameters. *T Am Soc Agric Eng.* **26.** 1747–1752.
- RAWLS, W.J. & BRAKENSIEK, D.L., 1985. Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In: *Watershed Management in the 1980s. Proceeding of Symposium of Irrig. Drainage Div., Denver, CO., April 30–May 1, 1985.* American Society of Civil Engineers. New York. 293–299.
- RAWLS, W.J., PACHEPSKY, Y.A. & SHEN, M.H., 2001. Testing soil water retention estimation with the MUUF pedotransfer model using data from the southern United States. *J Hydrol.* **251.** 177–185.
- RAWLS, W.J., PACHEPSKY, YA.A., RITCHIE, J.C., SOBECKI, T.M. & BLOODWORTH, H., 2003. Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma.* **116.** 61–76.
- RAWLS, W.J., NEMES, A. & PACHEPSKY, Y.A., 2004. Effect of soil organic carbon on soil hydraulic properties. In: *Pachepsky, Y. A. & Rawls, W. J. (Eds.) Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology. Developments in Soil Science.* Elsevier. Amsterdam.

- R CORE TEAM, 2013. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <http://www.R-project.org/>.
- REYNOLDS, W.D. & ELRICK, D.E., 1986. A method for simultaneous in-situ measurements in the vadose zone of field saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the conductivity pressure head relationship. *Ground Water Monit R.* **6.** 84–89.
- REYNOLDS, W.D., DRURY, C.F., TAN, C.S., FOX, C.A. & YANG, X.M., 2009. Use of indicators and pore volume-function characteristics to quantify soil physical quality. *Geoderma* **152.** 252–263.
- RICHARDS, L.A. & FIREMAN, M., 1943. Pressure-plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission by soils. *Soil Sci.* **56.** 395–404.
- ROBERSON, E.B., SARIG, S. & FIRESTONE, M.K., 1991. Cover crop management of polysaccharide-mediated aggregation in an orchard soil. *Soil Sci Soc Am J.* **55.** 734–739.
- ROBERSON, S. & WELTJE, G. J., 2014. Inter-instrument comparison of particle-size analysers. *Sedimentology.* **61.** 1157–1174.
- RODERICK, G.L., 1966. A history of particle-size limits. Special report. Iowa State University. [http://publications.iowa.gov/17268/1/IADOT\\_hr99\\_History\\_Particle\\_Limits.pdf](http://publications.iowa.gov/17268/1/IADOT_hr99_History_Particle_Limits.pdf)
- ROMANO, N. & PALLADINO, M., 2002. Prediction of soil water retention using soil physical data and terrain attributes. *J Hydrol.* **265.** 56–75.
- ROSE, C.W., STERN W.R. & DRUMMOND J.E., 1965. Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil in situ. *Water Resour Res.* **3.** 1–9.
- ROSEBERG, R.J. & MCCOY, E.L., 1990. Measurement of soil macropore air permeability. *Soil Sci Soc Am J.* **54.** 969–974.
- ROSENBLATT, D. H., MANNING, J. F. & MONTEMAGNO, C. D., 1994. Evaluation of health risks from a buried mass of diesel fuel before and after bioremediation. *J Soil Contam.* **3.** 1–27.
- ROSS, C.S., & KERR, P.F., 1930. The kaolin minerals. U. S. Geol. Survey Prof. Paper **165–E.** 151–176.
- ROSSITER, D.G., 2003. Biophysical models in land evaluation. In: *Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*, developed under the auspices of the UNESCO. (Ed.: Verheye, W. H.) Article 1.5.27. in Theme 1.5 Land Use and Land Cover. EOLSS Publishers. Oxford. 1–16.
- RUBIN, H., NARKIS, N. & CARBERRY, J., 1998. Soil and aquifer pollution. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg.
- RUSSO, D., 1988. Determining soil hydraulic properties by parameter estimation, on the selection of a model for the hydraulic properties. *Water Resour Res.* **24.** 453–459. In: Wösten, J. H. M., Pachepsky, Y. A. & Rawls, W. J., 2001. "Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics." *J Hydrol.* **251.** 123–150.
- RYŻAK, M., WALCZAK, R. T. & NIEWCZAS, J., 2004. Comparison of particle size distribution in soils from laser diffraction and sedimentation methods (in Polish). *Acta Agrophys.* **4.** 509–518.
- RYŻAK, M. & BIEGANOWSKI, A., 2010. Determination of particle size distribution of soil using laser diffraction – comparison with areometric method. *Int Agrophys.* **24.** 177–181.
- RYŻAK, M. & BIEGANOWSKI, A., 2011. Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. *J Plant Nutr Soil Sci.* **174.** 624–633.
- SALE, T., 2001. Methods for determining inputs to environmental petroleum hydrocarbon mobility and recovery models. American Petroleum Institute. Publ. 4711. Washington.
- SALEHZADEH, A. & DEMOND, A., 1994. Apparatus for the rapid automated measurement of unsaturated soil transport properties. *Water Resour Res.* **30.** 2679–2690.
- SALTER, P.J. & WILLIAMS, J.B., 1965. The influence of texture on the moisture characteristics of soils. I. A critical comparison for determining the available water capacity and moisture characteristics curve of a soil. *J Soil Sci.* **16.** 1–15.
- SALTER, P.J. & WILLIAMS, J. B., 1967. The influence of texture on the moisture characteristics of soils. IV. A method of estimating the available-water capacities of profiles in the field. *J Soil Sci.* **18.** 174–181.
- SANTRA, P. & DAS, B.S., 2008. Pedotransfer functions for soil hydraulic properties developed from a hilly watershed of Eastern India. *Geoderma.* **146.** 439–448.
- SAXTON, K.E., RAWLS, W.J., ROMBERGER, J.S. & PAPENDICK, R.I., 1986. Estimating generalized soil–water characteristics from texture. *Soil Sci Soc Am J.* **50.** 1031–1036.
- SCHAAP, M.G. & LEIJ, F.J., 1998. Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Sci.* **163.** 765–779.
- SCHAAP, M.G., LEIJ, F.J. & VAN GENUCHTEN, M.T., 1999. A bootstrap neuralnetwork approach to predict soil hydraulic parameters. In: *Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurements of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media* (Eds.: VAN GENUCHTEN, M.T., LEIJ, F. J. & WU, L.). University of California. Riverside, CA. 1237–1250.
- SCHAAP, M.G., LEIJ, F.J. & VAN GENUCHTEN, M.T., 2001. Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J Hydrol.* **251.** 163–176.

- SCHEINOST, A.C., SINOWSKI, W. & AUERSWALD, K., 1997. Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape. I. Developing a new pedotransfer function. *Geoderma*. **78**. 129–143.
- SCHINDLER, U., DURNER, W., VON UNOLD, G. & MÜLLER, L., 2010. Evaporation methods for measuring unsaturated hydraulic properties of soils: Extending the measurement range. *Soil Sci Soc Am J*. **7**. 1071–1083.
- SCHJØNNING, P., THOMSEN, I.K., MØBERG, J.P., DE JONGE, H. & KRISTENSEN, K. 1999. Ently textured soils. I. Physical characteristics of structurally disturbed and intact soils. *Geoderma*. **89**. 177–198.
- SCHRAMM, M., WARRICK, A.W. & FULLER, W.H., 1986. Permeability of soils to four organic liquids and water. *Hazard Waste Hazard*. **3**. 21–27.
- SCHULTE, P., LEHMKUHL, F., STEININGER, F., LOIBL, D., LOCKOT, G., PROTZE, J., FISCHER, P. & STAUCH, G., 2016. Influence of HCl pretreatment and organo-mineral complexes on laser diffraction measurement of loess-paleosol-sequences. *Catena*. **137**. 392–405.
- SEGAL, E., SHOUSE, P. J., BRADFORD, S. A., SKAGGS, T. H. & CORWIN, D. L., 2009. Measuring particle size distribution using laser diffraction: implications for predicting soil hydraulic properties. *Soil Sci*. **174**. 639–645.
- SEKERA, F. & BRUNNER, A., 1943. Beiträge zur Methodik der Greforschung. *Z Pflanz Bodenkunde*. **29**. 169–212.
- SHAKESBY, R.A., DOERR, S.H. & WALSH, R.P.D., 2000. Problems and prospects in determining the hydrological and erosional significance of soil hydrophobicity. *J Hydrol*. **231–232**. 178–191.
- SHAKESBY, R.A., WALLBRINK, P.J., DOERR, S.H., ENGLISH, P.M., CHAFER, C., HUMPHREYS, G.S., BLAKE, W.H. & TOMKINS, K. M., 2007. Distinctiveness of wildfire effects on soil erosion in south-east Australian eucalypt forests assessed in a global context. *Forest Ecol Manag*. **238**. 347–364.
- SHARMA, S.K., MOHANTY, B.P. & ZHU, J., 2006. Including topography and vegetation attributes for developing pedotransfer functions. *Soil Sci Soc Am J*. **70**. 1430–1440.
- SHAW, T.M. & ALEXANDER, L.T., 1936. A note on mechanical analysis and soils texture. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Proceedings of Soil Science Society of America*. **1**. 303–304.
- SHEIN, E.V. & GONCHAROV V.M., 2006. *Agrophysics*. Feniks Press, Rostov, Russia (in Russian).
- SHEIN, E. V., MILANOVSKII, E. Y. & MOLOV, A. Z., 2006. The effect of organic matter on the difference between particle-size distribution data obtained by the sedimentometric and laser diffraction methods *Eurasian Soil Sci+*. **39**. (Suppl. 1) 84–90.
- SHEIN, E.V., 2009. The particle-size distribution in soils: problems of the methods of study, interpretation of the results, and classification. *Eurasian Soil Sci+*. **42**. 284–291.
- SHEIN, E.V., LAZAREV, V. I., AIDIEV, A.YU., SAKUNKONCHAK, T., KUZNETSOV, M.YA., MILANOVSKII, E.YU. & KHAIDAPOVA, D. D., 2011. Changes in the physical properties of typical Chernozems of Kursk oblast under the conditions of a long-term stationary experiment. *Eurasian Soil Sci+*. **44**. 1097–1103.
- SCHOFIELD, R.K., 1935. The pF of the water in soil. *Transactions. International Congress of Soil Science*. **3**. 38–48.
- SIMONOFF, J.S., 1996. *Smoothing methods in statistics*. Springer-Verlag, New York.
- SLATTERY, M.C. & BURT, T.P. , 1996. Particle size characteristics of suspended sediment in hillslope runoff and stream flow. *Earth Surf Proc Land*. **22**. 705–719.
- SLEEP, B.E. & SYKES, J.F., 1989. Modelling the transport of organics in variably saturated media. *Water Resour Res*. **25**. 81–92.
- SLEEP, B.E., 1995. A method of characteristic model for equation at state compositional simulation of organic compounds in groundwater. *J Contam Hydrol*. **17**. 189–212.
- SMITH, K. A. & MULLINS, C. E., 2001. *Soil and environmental analysis: physical methods*. Marcel Dekker Inc. New York.
- SOCHAN, A., BIEGANOWSKI, A., RYŻAK, M., DOBROWOLSKI, R. & BARTMIŃSKI, P., 2012. Comparison of soil texture determined by two dispersion units of Mastersizer 2000. *Int Agrophys*. **26**. 99–102.
- SOCHAN, A., POLAKOWSKI, C. & ŁAGÓD, G., 2014. Impact of optical indices on particle size distribution of activated sludge measured by laser diffraction method. *Ecol Chem Eng. S*. **21**. 137–145.
- SOCHAN, A., BIEGANOWSKI, A. BARTMIŃSKI, P., RYŻAK, M., BRZEZIŃSKA, M., DĘBICKI, R., STUCZYŃSKI, T. & POLAKOWSKI, C., 2015. Use of the laser diffraction method for assessment of the pipette method. *Soil Sci Soc Am J*. **79**. 37–42.
- SOJKA, R.E., BJORNEBERG, D.L., ENTRY, J.A., LENTZ, R.D. & ORTS, W.J., 2007. Polyacrylamide in agriculture and environmental land management. *Adv Agron*. **92**. 75–162.
- SSSA 1997. *Glossary of Soil Science Terms*. Soil Science Society of America, Madison.
- STEFANOVITS, P., FILEP, GY. & FÜLEKY, GY., 1999. *Talajtan. Mezőgazda Kiadó*. Budapest.
- STEFFY, D.A., BARRY, D.A. & JOHNSTON, C.D., 1997. Improved scaling technique for two-phase pressure-saturation relationships. *J Contam Hydrol*. **28**. 207–225.
- SULEIMAN, A.A. & RITCHIE, J.T., 2001. Estimating saturated hydraulic conductivity from soil porosity. *Trans. ASAE*. **44**. 235–239.

- SWARTZEN-ALLEN, S.L. & MATIJEVIC, E., 1974. Surface and colloid chemistry of clays. *Chem Rev.* **74**. 385–400.
- SZABÓ, I., 1991. Szennyező anyagok hatása az agyagok vízzáróságára. Miskolci Egyetem Hidrogeológiai-Mérnökgeológiai Tanszék. Kézirat
- SZABÓ, I., 1999. Hulladékéltelhelyezés. Miskolci Egyetemi Kiadó.
- SZABOLCS I. (Szerk.), DARAB K., FÓRIZS J.-NÉ, FÖLDVÁRI GY., JASSÓ F. & VÁRALLYAY GY., 1966. A genetikus üzemi talajterképezés módszerkönyve. Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet (OMMI). Budapest.
- SZAJDAK, L.W., LIPIEC, J., SICZEK, A., NOSALEWICZ, A. & MAJEWSKA, U., 2014. Leaching kinetics of atrazine and inorganic chemicals in tilled and orchard soils. *Int Agrophys.* **28**. 231–237.
- TABOADA, M.A., LAVADO R.S., SVARTZ, H. & SEGAT, A.M.L., 1999. Structural stability changes in a grazed grassland Natraquoll of the Flooding Pampa of Argentina. *Wetlands.* **19**. 50–55.
- TAUBNER, H., ROTH, B. & TIPPKÖTTER, R., 2009. Determination of soil texture: Comparison of the sedimentation method and the laser-diffraction analysis. *J Plant Nutr Soil Sci.* **172**. 161–171.
- TAVENAS, F., LEBLOND, P., JEAN, P. & LEROUÉIL, S., 1983. The permeability of natural soft clays. Part I. Methods of laboratory measurement. *Can Geotech J.* **20**. 629–644.
- TESTA, S.M. & PACZKOWSKI, M.T., 1989. Volume determination and recoverability of free hydrocarbon. *Ground Water Monit Rev.* **10**. 120–128.
- TESTA, S.M. & WINEGARDNER, D.L., 1991. Restoration of petroleum-contaminated aquifers. Lewis Publishers. Chelsea, Michigan.
- THOMAS, K. A. & REDSTEER, M. H., 2016. Vegetation of semi-stable rangeland dunes of the Navajo Nation, Southwestern USA. *Arid Land Res Manag.* **30**. 400–411.
- TIETJE, O. & TAPKENHINRICHS, M., 1993. Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci Soc Am J.* **57**. 1088–1095.
- TILLÉ, Y. & MATEI, A., 2015. Sampling: Survey Sampling. R Package version 2.7. At: <https://CRAN.R-project.org/package=sampling>. [Accessed: 27/10/2016]
- TOMASELLA, J., PACHEPSKY, Y., CRESTANA, S. & RAWLS, W.J. 2003. Comparison of two techniques to develop pedotransfer functions for water retention. *Soil Sci Soc Am J.* **67**. 1085–1092.
- TÓTH B., MAKÓ A., RAJKAI K. & MARTH P., 2005., A talajok víztartó képességének becslési lehetőségei genetikus üzemi talajterképek és kartogramok alapján. III. Erdei Ferenc Konferencia, Kecskemét 2005. augusztus 23–24. 850–854.
- TÓTH B., 2011. Jellegzetes hazai talajok víztartó képességének számítása és jellemzése talajterképi információk alapján. PhD értekezés. Pannon Egyetem, Növénytermesztési és Kertészeti Tudományok Doktori Iskola. Keszthely.
- TÓTH, B., MAKÓ, A., GUADAGNINI, A. & TÓTH, G., 2012. Water retention of salt affected soils: quantitative estimation using soil survey information. *Arid Land Res Manag.* **26**. 103–121.
- TÓTH, B., WEYNANTS, M., NEMES, A., MAKÓ, A., BILAS, G. & TÓTH, G., 2015. New generation of hydraulic pedotransfer functions for Europe. *Eur J Soil Sci.* **66**. 226–238.
- TÓTH, G., MAKÓ, A. & MÁTÉ, F., 2009. Designation of local varieties in the Hungarian soil classification system: Remarks from a viewpoint of land evaluation application. *Eurasian Soil Sci+.* **42**. 1448–1453.
- TÓTH, G., JONES, A. & MONTANARELLA, L., 2013. The LUCAS topsoil database and derived information on the regional variability of cropland topsoil properties in the European Union. *Environ Monit Assess.* **185**. 7409–7425.
- TRANter, G, MCBRATNEY, A.B. & MINASNY, B., 2009. Using distance metrics to determine the appropriate domain of pedotransfer function predictions. *Geoderma.* **149**. 421–425.
- TULI, A., KOSUGI, K. & HOPMANS, J.W., 2001a. Multy-step outflow experiments: Simultaneous scaling of water retention and unsaturated hydraulic conductivity functions assuming lognormal pore-size distribution. *Adv Water Resour.* **24**. 677–688.
- TULI, A., DENTON, M.A., HOPMANS, J.W., HARTER, T. & MACINTYRE, J.L., 2001b. Multi-step outflow experiments: From soil preparation to parameter estimation. Department of Land, Air, and Water Resources Paper. No. 100037. University of California. Davis, CA.
- TULI, A. & HOPMANS, J.W., 2004. Effect of degree of fluid saturation on transport coefficients in disturbed soils. *Eur J Soil Sci.* **55**. 147–164.
- TULI, A., HOPMANS, J.W., ROLTSON, D.E. & MOLDRUP, P., 2005. Comparison of air and water permeability between disturbed and undisturbed soils. *Soil Sci Soc Am J.* **69**. 1361–1371.
- TWARAKAVI, N.K.C., ŠIMŮNEK, J. & SCHAAP, M., 2009. Development of pedotransfer functions for estimation of soil hydraulic parameters using support vector machines. *Soil Sci Soc Am J.* **73**. 1443–1452.
- TYLER, S.W. & WHEATCRAFT, S.W., 1989. Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. *Soil Sci Soc Am J.* **53**. 987–996.
- UNO, Y., PRASHER, S.O., PATEL, R.M., STRACHAN, I.B., PATTEY, E. & KARIMI, Y., 2005. Development of field-scale soil organic matter content estimation models in Eastern Canada using airborne hyperspectral imagery. *Can Biosystems Eng.* **47**. 1.9–1.14.

- UPPOT, J.O. & STEPHENSON, R.W., 1989. Permeability of clays under organic permeants. *J Geotech Eng-ASCE*. **115**. 115–131.
- USDA, 1993. Soil Survey Division Staff. Soil survey manual. 18. chapter 3. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture. [http://soils.usda.gov/technical/manual/print\\_version/chapter3.html](http://soils.usda.gov/technical/manual/print_version/chapter3.html)
- US EPA, 1993. Subsurface characterization and monitoring techniques: a desk reference guide. Vol.I-II. EPA/625/R-93/003a-b.
- USOWICZ, B., LIPIEC, J. & USOWICZ, J. B., 2008. Thermal conductivity in relation to porosity and hardness to terrestrial porous media. *Planet Space Sci.* **56**. 438–447.
- VAGELER, P., 1932. Der Kationen und Wasserhaushalt des Mineralbodens. Berlin.
- VAN DAM, J.C., STRICKER, J.N.M. & DROOGERS, P., 1992. Inverse method for determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments. *Soil Sci Soc Am J.* **56**. 1042–1050.
- VAN GEEL, P.J. & ROY, S.D., 2002. A proposed model to include a residual NAPL saturation in a hysteretic capillary pressure-saturation relationship. *J Contam Hydrol.* **58**. 79–110.
- VAN GENUCHTEN M. T., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci Soc Am J.* **44**. 892–989.
- VAN GENUCHTEN, M T. & NIELSEN, D.R., 1985. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Ann Geophys.* **3**. 615–628.
- VANDECASTEELE, B. & DE VOS, B., 2001. Relationship between soil textural fractions determined by sieve-pipette method and laser diffractometry. *IBW Br R* **5**. 1–19.
- VÁRALLYAY GY., 1972. A Magyar Alföld szíkes talajainak hidraulikus vezetőképessége. *Agrokem Talajtan.* **21**. 57–88.
- VÁRALLYAY, GY., 1973a. A talaj nedvességpotenciálja és új berendezés annak meghatározására alacsony (atmoszféra alatti) tenzió-tartományban. *Agrokem Talajtan.* **22**. 1–22.
- VÁRALLYAY, GY., 1973b. Berendezés bolygatatlan szerkezetű talajoszlopok hidraulikus vezetőképességének meghatározására. *Agrokem Talajtan.* **22**. 23–36.
- VÁRALLYAY, Gy., 1974. Háromfázisú talajrétegekben végbemenő vízmozgás tanulmányozása. *Agrokem Talajtan.* **23**. 261–296.
- VÁRALLYAY GY., RAJKAI K., PACSEPSZKIJ, J. A. & MIRONENKO, E. V., 1979. A pF-görbék matematikai leírása. *Agrokem Talajtan.* **28**. 15–38.
- VÁRALLYAY, GY., 1981. Extreme moisture regime as the main limiting factors of the fertility of salt-affected soils. *Agrokem Talajtan.* **30**. 73–96.
- VÁRALLYAY, GY., 1993a. A fizikai talajféleség meghatározása. In: Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszertan. 1. A talaj fizikai, vízgazdálkodási és ásványtani vizsgálata (Szerk.: BUZÁS, I.). INDA 4231 Kiadó. Budapest. 45–57.
- VÁRALLYAY, GY., 1993b. A talaj szerkezeti állapotának jellemzése. In: Talaj és agrokémiai vizsgálati módszertan. 1. A talaj fizikai, vízgazdálkodási és ásványi vizsgálata. (Szerk.: BUZÁS I.) INDA 4231 Kiadó, Budapest. 47–126.
- VÁRALLYAY, GY., 1993c. A vízzel telített (kétfázisú) talaj hidraulikus vezetőképességének (K) meghatározása. In: Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszertan. 1. A talaj fizikai, vízgazdálkodási és ásványtani vizsgálata (Ed.: BÚZÁS, I.). INDA 4231 Kiadó. Budapest. 187–204.
- VÁRALLYAY, GY., 1993d. Háromfázisú talaj kapilláris vezetőképességének (k) meghatározása. In: Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszertan. 1. A talaj fizikai, vízgazdálkodási és ásványtani vizsgálata (Ed.: BÚZÁS, I.). INDA 4231 Kiadó. Budapest. 205–231.
- VÁRALLYAY GY., 2002. A mezőgazdasági vízgazdálkodás talajtani alapjai. Budapest.
- VÁRALLYAY GY. & FARKAS CS., 2008. A klímaváltozás várható hatásai Magyarország talajaira. In: Klímaváltozás: környezet-kockázat-társadalom. (Szerk.: Harnos Zs. & Csete L.) Szaktudás Kiadó Ház. Budapest. 91–129.
- VÁRALLYAY, GY., SZABÓNÉ KELE G., BERÉNYI-ÜVEGES J., MARTH P., KARKALIK A. & THURY I., 2009. Magyarország talajainak állapota a Talajvédelmi Információs és Monitoring rendszer alapján. Földművelésügyi és Vidékfejlesztési Minisztérium, Budapest.
- VARGA, GY., CSERHÁTI, CS., KOVÁCS, J. & SZALAI, Z., 2016. Saharan dust deposition in the Carpathian Basin and its possible effects on interglacial soil formation. *Aeolian Res.* **22**. 1–12.
- VARJÚ, GY., 1974. A golopi es mad-danczkai betonit-előfordulások földtani viszonyai. A Tokaji-hegység felső in situ betonit-szintjei. *Földtani Kutatás.* **17**. 42–49
- VAVRA, C.L., KALDI, J.G. & SNEIDER, R.M., 1992. Geological applications of capillary pressure: a review. *Am Assoc Petr Geol B.* **76**. 840–850.
- VDOVIĆ, N., OBHOĐAŠ, J. & PIKELJ, K., 2010. Revisiting the particle-size distribution of soils: comparison of different methods and sample pre-treatments. *Eur J Soil Sci.* **61**. 854–864.
- VENABLES, W.N. & RIPLEY, B.D., 2002. Modern applied statistics with S. Fourth edition. Springer.

- VÉR, F., 1982. A talajszerkezet vizsgálatának és javításának fontossága növénytermesztési szempontból. A Keszthelyi Agrártudományi Egyetem, a Somogy megyei Tanács és az egyetem Termelésfejlesztési Intézetének közös kiadványa. Keszthely.
- VERECKEN, H., MAES, J., FEYEN, J. & DARIUS, P., 1989. Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. *Soil Sci.* **148**. 389–403.
- VIRTO, I., GARTZIA-BENGOETXEA, N. & FERNÁNDEZ-UGALDE, O., 2011. Role of organic matter and carbonates in soil aggregation estimated using laser diffractometry. *Pedosphere.* **21**. 566–572.
- W.H.O., 1982. Selected petroleum products. *Environmental Health Criteria.* **20**. World Health Organization. Geneva.
- WADDILL, D.W. & PARKER, J.C., 1997. Recovery of light, non-aqueous phase liquid from porous media: laboratory experiments and model validation. *J Contam Hydrol.* **27**. 127–155.
- WALLACH, R., BEN-ARIE, O. & GRABER E.R., 2005. Soil water repellency induced by long-term irrigation with treated sewage effluent. *J Env Qual.* **34**. 1910–1920.
- WALLING, D. E., OWENS, P. N., WATERFALL, B. D., LEEKS, G. J. L. & WASS, P. D., 2000. The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK. *Sci. Total Environ.* **251–252**. 205–222.
- WALSER, G.S., ILLANGESKARE, T.H. & COREY, AT., 1999. Retention of liquid contaminants in layered soils. *J Contam Hydrol.* **39**. 91–108.
- WANG, W., LIU, J., ZHAO, B., ZHANG, J., LI, X. & YAN, Y., 2015. Critical evaluation of particle size distribution models using soil data obtained with a laser diffraction method. *PLoS ONE.* **10**. e0125048.
- WANG, W-P., LIU, J-L., ZHANG, J-B., LI, X-P., CHENG, Y-N., XIN, W-W. & YAN, Y-F., 2013. Evaluation of Laser diffraction analysis of particle size distribution of typical soils in China and comparison with the sieve-pipette method. *Soil Sci.* **178**. 194–204.
- WEAVER, J. W., CHARBENEAU, R. J., TAUXE, J. D., LIEN, B. K. & PROVOST, J. B., 1994a. The hydrocarbon spill screening model (HSSM). 1. US EPA. EPA/600/R-94/039a.
- WEAVER, J.W., CHARBENEAU, R.J. & LIEN, B.K., 1994b. A screening model for nonaqueous phase liquid transport in the vadose zone using Green & Ampt kinetic wave theory. *Water Resour Res.* **30**. 93–105.
- WEIL, R.R. & KROONTJE, W., 1979. Physical condition of a Davidson clay loam after five years of heavy poultry manure applications. *J Environ Qual.* **8**. 387–392.
- WEINER, B. B., 1984. Particle and droplet sizing using Fraunhofer diffraction. *Chem Anal.* **73**. 135–172.
- WEYNANTS, M. et al., 2013. European Hydropedological Data Inventory (EU-HYDI). EUR – Scientific and Technical Research Series 26053. Publications Office of the European Union. Luxembourg.
- WHITE, M.D., OOSTROM, M. & LENHARD, R.J., 1995. Modeling fluid flow and transport in variably saturated porous media with the STOMP simulator: 1. Nonvolatile threephase model description. *Adv Water Resour.* **18**. 353–364.
- WIPFER, E.L., NELL, M., BREEDVELD, G.D., MARSMANN, A. & VAN DER ZEE, S.E.A.T.M., 2004. Infiltration and redistribution of LNAPL into unsaturated layered porous media. *J Contam Hydrol.* **71**. 47–66.
- WÖSTEN, J.H.M., SCHUREN, C.H. J.E., BOUMA, J., & STEIN, A., 1990. Functional sensitivity analysis of four methods to generate soil hydraulic functions. *Soil Sci Soc Am J.* **54**. 832–836.
- WÖSTEN, J.H.M., LILLY, A., NEMES, A. & LE BAS, C., 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma.* **90**. 169–185.
- WÖSTEN, J. H. M., PACHEPSKY, YA. A. & RAWLS, W. J., 2001. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *J Hydrol.* **251**. 123–150.
- WRIGHT, S. F. & UPADHYAYA, A. 1998. A survey of soils for aggregate stability and glomalin, a glycoprotein produced by hyphae of arbuscular mycorrhizal fungi. *Plant Soil.* **198**. 97–107.
- XU, R. & DI GUIDA, O. A., 2003. Comparison of sizing small particles using different technologies. *Powder Technol.* **132**. 145–153.
- YANG, X., ZHANG, Q., LI, X., JIA, X., WEI, X. & SHAO, M., 2015. Determination of Soil Texture by Laser Diffraction Method. *Soil Sci Soc Am J.* **76**. 1556–1566.
- YARON, B., DROR, I. & BERKOWITZ, B., 2012. Soil-subsurface change. Chemical pollutant impacts. Springer. Heidelberg.
- YONG, R.N., MOHAMED, A.M.O. & WARKENTIN, B.P., 1992. Principles of contaminant transport in soils. Elsevier. Amsterdam.
- YONG, R. N., NAKANO, M. & PUSCH, R., 2012. Environmental soil properties and behaviour. CRC press Taylor & Francis Group. Boca Raton. pp. 446.
- YOUNG, M.H., MORAN, E.A., YU, Z.B., ZHU, J.T. & SMITH, D.M., 2009. Reducing saturated hydraulic conductivity of sandy soils with polyacrylamide. *Soil Sci Soc Am J.* **73**. 13–20.
- ZHANG, R., 1997. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Sci Soc Am J.* **61**. 1024–1030.
- ZOBECK, T. M., 2004. Rapid soil particle size analyses using laser diffraction. *Appl Eng Agric.* **20**. 633–639.

## 8. Köszönetnyilvánítás

Mindenekelőtt köszönöm a Jóistennek, hogy elég erőt, akaratot és egészséget adott a kutatómunkámhoz és a doktori dolgozat elkészítéséhez. Köszönöm Neki a családomat és azt a szűkebb és tágabb körű segítő, támogató csapatot, mely nélkül ez a munka sem születhetett volna meg.

A köszönetnyilvánítást „kronológiailag” szüleimmel, *Makó Szabolcsnéval* és *Makó Szabolccsal* kezdem, akik mindig tudtak eléggé „nagyinak látni” ahhoz, hogy én is bízzak abban, hogy a soron következő akadályok számomra is átúgorhatóak. Köszönöm annak a kis házi laboratóriumnak a „megalkotásában” nyújtott segítségüket is, melyet egy átalakított (eredeti funkcióját soha be nem töltő) tyúkólban sikerült berendeznem, és ahol egy életre megszerettem a laboratóriumi vizsgálatokat. Köszönet illeti balatonboglári általános iskolai földrajztanáromat, *Ötveényi Lászlót*, a földtudományok megszerettetésért; a pestszentlőrinci Steinmetz Miklós Gimnázium tanárait, köztük is kiemelten *Pálvölgyi Gyuláné*, *Bocz Károlyné* és *Hutter Anna* tanáromat.

Egyetemem éveim alatt a rendszeres kutatómunkát *Dr. Csermák Kálmán* barátomtól tanultam meg a Limnológiai Kutatóintézet keszthelyi laboratóriumában. Ő ismertetett meg 1983-ban *Dr. Máté Ferenc* professzor úrral, aki ettől az időtől fogva folyamatosan szakmai vezetőm volt. Az ő ösztönzésére kezdtem el – egy szakmérnöki dolgozat keretében – a szerves folyadékokkal végzett talajvizsgálataimat, és úgy látszik, hogy ez a téma mindmáig rejt magában elég érdekességet és újdonságot. Köszönöm Kálmán, köszönöm Feri bácsi!

Köszönöm első munkahelyemen, a Fejér Megyei Növényvédelmi és Agrokémiai Állomáson *Dr. Pálmai Ottónak*, hogy Velencére hívott talajtérképeket készíteni, és hogy elküldött (elsősorban) *Dr. Stefanovits Pál* és *Dr. Várallyay György* professzor urakhoz a gödöllői szakmérnökre megtanulni a talajtant. És köszönöm a professzor uraknak is azt a sok lelkesítő, szakmaszeretetet növelő előadást! Köszönöm *Szabóné Kele Gabriellának* (első főnöknőmnek) és az egykori velencei Talajtani csoport többi tagjának, hogy „bevettek a csapatba” és azóta is valamilyen formában csapattagnak tekintenek.

Köszönettel tartozom a Keszthelyi Agrártudományi Egyetem Talajtani Tanszékén (és annak megszámíthatatlan különböző nevű jogutódján) eltöltött évekért, minden volt kollégám és tanítványom támogató segítségéért. Külön köszönet illeti *Borbély Jenőné*, *Nemes Ágnes* és *Nagyné Nyári Mária* laboránsokat, *Matusné Dr. Sényi Klára* és *Dr. Palkovics Miklósné* tanszéki mérnököket vizsgálataimban nyújtott sok segítségükért. Köszönöm *Dr. Anda Angéla* professzor asszonynak életem első „porózus kerámialapos extraktorját”. Köszönöm azt a sok segítséget, melyet PhD hallgatóimtól (*Barna Gyöngyi*, *Csatári Tünde*, *Dr. Elek Barbara*, *Hernádi Hilda*, *Dr. Kocsis Mihály*, *Dr. Tóth Brigitta*) és diplomadolgozatos hallgatómtól, *Dr. Dunai Attilától* kaptam, és amely nélkül a dolgozatban bemutatott vizsgálatok sem készülhettek volna el. *Dr. Tóth Gergelynek*, *Dr. Debreczeni Bélának*, *Dr. Debreczeni Bélánénak*, *Dr. Sárdi Katalinnak*, *Dr. Csitári Gábornak*, *Dr. Sisák Istvánnak* és *Dr. Dvoracsek Miklósnak* a különféle pályázatokban nyújtott segítő együttműködését köszönöm.

Köszönöm az MTA ATK TAKI egykori és jelenlegi vezetőinek és dolgozóinak, hogy befogadtak „új munkahelyemen”. Köszönettel tartozom elsősorban *Dr. Rajkai Kálmánnak* évtizedekre visszanyúló sok szakmai segítségéért és tapasztalat átadásáért; *Dr. Szabó Józsefnek* és *Dr. Bakacsi Zsófiának*, hogy többek között a „lézerlabor” létrehozásával segítették kutatómunkámat az intézetben. Köszönöm továbbá *Bányász Ágnes* és *Kovács Dorottya* laboránsok, *Varga Tamás* és *Labancz Viktória* PhD hallgatók lelkiismeretes munkáját.

A külsős munkatársak közül elsősorban *Dr. Andrzej Bieganovski* és *Dr. Krzysztof Lamorski* barátságát és szakmai segítségét köszönöm, akik a Lengyel Tudományos Akadémia lublini Agrofizikai Kutatóintézetének kutatói. Köszönöm *Hauk Gabriella* szakmai lelkesedését és sok segítségét, aki a MOTIM Zrt. laboratóriumának vezetője. Köszönöm továbbá *Dr. Tóth Máriának*, *Balázs Rékának* és *Dr. Németh Tibornak* az MTA CSFK-ból, valamint *Dr. Földényi Ritának* (Pannon Egyetem) és *Dr. Tóth Juditnak* (PE MIK, Műszaki Kémiai Kutatóintézet) a sok önzetlen segítséget.

Végül köszönöm azt a sokféle önzetlen segítséget, amit feleségemtől, *Makó Diánától* kaptam. Az ő támogató szeretete és megértése biztosította azt a hátteret, ami nélkül lehetetlen a nyugodt kutatómunka. Köszönöm fiaimnak, *Makó Boldizsárnak*, *Makó Bertalannak* és *Makó Szabolcsnak* – az utóbbi időben alaposan igénybe vett – türelmét és ígérem, hogy hamarosan többet is látnak belőlem...!