

PÉCSI TUDOMÁNYEGYETEM

Földtudományok Doktori Iskola

A talajnedvesség numerikus modellezhetősége és térbeli kiterjeszthetősége ártéri képződmények esetén

PhD értekezés

Nagy Gábor

Témavezetők:

Dr. Czigány Szabolcs

Egyetemi docens

Dr. Dezső József

Egyetemi adjunktus

Pécs, 2020

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	9
2. Kutatástörténet.....	11
2.1. A talaj, mint ökoszisztéma szolgáltató rendszer	11
2.2. A heterogén, többszörösen rétegzett talajok tulajdonságai	12
2.3. Az Ős-Dráva-program területének talajai	15
2.4. A vizsgált terület növényzete	19
2.5. Vízmozgás a vízzel telítetlen talajzónában	20
2.6. Hidrológiai modellek alkalmazhatósága a vadózus zóna hidrodinamikai folyamatainak jellemzésében	25
3. Célkitűzés	29
4. Eszközök és módszerek.....	31
4.1. A vizsgálati terület bemutatása	31
4.1.1 A részletesen vizsgált három mintaterület lehatárolása.....	33
4.1.2. Terepi talajnedvesség és tenzió monitoring	35
4.1.3. A terület aszályérzékenységének vizsgálata	36
4.1.4 A Dráva-folyó vízrajzi jellemzői	36
4.1.5. Felszíni felmérések	37
4.2. A Topographic Wetness Index meghatározása	38
4.3. A pF görbék felvétele laboratóriumi körülmények között.....	40
4.4. Laboratóriumi talajoszlop kísérletek.....	41
4.5. A párolgás, illetve evapotranspiráció számítása	42
4.5.1 Párolgás és evapotranspiráció számítási módok alkalmazása a HYDRUS-1D bemeneti paramétereinek meghatározására	43
4.5.2 Komplex párolgás számítási mód.....	44
4.6. A talajnedvesség modellezése, a van Genuchten paraméterek meghatározása RETC programmal	44
4.6.1. A pF-görbék modellezése a RETC programban.....	44
4.6.2. A talajnedvesség vertikális eloszlásának modellezése a HYDRUS-1D programmal	45
4.6.3. Inverz HYDRUS-1D modellfuttatások.....	49
4.6.4. Prediktív modellezés	50
4.7. A modellezett talajnedvesség értékek térbeli kiterjesztése lokális és regionális léptékben	54
4.7.1. A modellezett talajnedvesség szelvények lokális léptékű kiterjesztése	54

4.7.2. Regionális léptékű kiterjesztés.....	55
5. Eredmények	57
5.1. A sarlólapos területek térbeli elterjedése	57
5.2. A TWI index térbeli eloszlása a Dráva-sík hazai oldalán	57
5.3. A talajvíz térbeli eloszlásának modellezése a mintaterületeken	59
5.4. A talajfizikai paraméterek és a pF görbék meghatározása.....	62
5.5. A terepi talajnedvesség és tenzió monitoring eredményei.....	63
5.6. A laboratóriumi talajoszlop kísérletek eredményei.....	65
5.6.1. Homogén textúrájú talajoszlop kísérletek	65
5.6.2. Heterogén textúrájú talajoszlop kísérlet	67
5.7. HYDRUS-1D modellezés	68
5.7.1. A homogén laboratóriumi talajoszlopok kapilláris vízemelésének 30 napos inverz modellezése	68
5.7.2. A heterogén laboratóriumi talajoszlop kapilláris vízemelésének 30 napos inverz modellezése	73
5.7.3. A heterogén terepi talajszelvény kapilláris vízemelésének inverz 286 napos modellezése	74
5.7.4. A talajnedvesség prediktív modellezése -15000 H ₂ O-cm kezdeti tenzió esetén	76
5.7.5. A talajnedvesség prediktív modellezése -4000 H ₂ O-cm kezdeti tenzió esetén	76
5.7.6. A talajnedvesség prediktív modellezési eredményei -330 H ₂ O-cm kezdeti tenzió esetén.....	79
5.8. A modellezett talajnedvesség értékek térbeli kiterjesztése	86
5.8.1. A modellezett talajnedvesség értékek térbeli kiterjesztése lokális léptékben	86
5.8.2. A modellezett talajnedvesség értékek térbeli kiterjesztése regionális léptékben	94
6. Konklúziók és az eredmények összefoglalása.....	96
7. A kutatás további irányai	100
Irodalomjegyzék	103
Mellékletek	117

Ábrajegyzék

1. ábra A holtágak és a paleomeanderek kialakulásának a folyamata: (a) meander kialakulása, (b), meander nyaka közelít egymáshoz, (c) lefűződött morotva, amely csak árvizek esetén van kapcsolatban a folyóval (d) az övzátányok mélységi megjelenése rétegsorok formájában (FERRRING 1986-os és NICHOLS 1999-es ábrája alapján szerkesztette: NAGY GÁBOR)	13
2. ábra Az egykori övzátány - sarlólapos struktúra Drávapalkonya térségében, a sarlólaposokat erdőfoltok, illetve sötétebb foltok jelölik, míg az egykori övzátányok világos sávokként láthatóak (Forrás: Google Maps 2020 Landsat, szerkesztette: NAGY GÁBOR)	14
3. ábra A Szukcesszió és vegetáció hatása a talajfejlődésre és a szerves anyag felhalmozódásra a sarlólapos területeken, illetve elhagyott meanderek és holtágak környékén (szerkesztette: NAGY GÁBOR)	15
4. ábra A mintaterületeken előforduló genetikai talajtípusok (a) és textúrák (fizikai talajtípusok) (b) az AGROTOPO térkép alapján (szerkesztette: NAGY GÁBOR).....	18
5. ábra Az egykori természetes vegetáció Zólyomi-féle potenciális vegetációs térkép alapján (szerkesztette: Nagy Gábor)	19
6. ábra A vizsgált terület felszínhasználata 2018-as Corine felszínborítás térkép, (szerkesztette: NAGY GÁBOR)	20
7. ábra A telítetlen vízvezető képesség változása a szívóerő (mátrix potenciál) függvényében agyag, valamint homoktalajok esetében (Czigány és Pirkhoffer 2006)..	24
8. ábra A telített vízvezető képesség és permeabilitás (áteresztőképesség) értékek a különböző talajtextúrák esetében (Czigány és Pirkhoffer 2006)	24
9. ábra Változatos mintázatú morfológiai egységek Drávasztára térségében (forrás: Google Maps)	27
10. ábra Az aszályérzékeny területek meghatározásának menete a jelen dolgozatban (saját szerkesztés)	31
11. ábra A mintaterületek elhelyezkedése a Dráva-síkon (saját szerkesztés)	32
12. ábra Negyedidőszaki üledékek elhelyezkedése a Dráva-menti síkság területén (a folyami üledékek zöld színnel, a felhalmozódott agyagos tavi üledékek pedig sötét színnel jelöltek, Ős-Dráva Program területe (ÖDP) Budai T., Gyalog L. 2010: Magyarország földtani atlasza országjáróknak, 1:200 000. alapján (szerkesztette: NAGY GÁBOR).	33
13. ábra A három mintaterület elhelyezkedése (SRTM 30 DEM-ből szerkesztette: NAGY GÁBOR).....	34
14. ábra Decagon MPS-2 szenzorok telepítése Cún-1 és Cún-2 talajfizikai monitoringállomásokon (saját felvétel)	35
15. ábra A Mecsekerdő Zrt. által biztosított fúrások és talajfeltárások helyszínei, illetve a Cún-1 és Cún-2 talajszelvények elhelyezkedése (saját szerkesztés)	36
16. ábra Példa a Dráva-sík hidromorfológiai felépítésére a folyótól az ártér magasabb részei felé haladva (saját szerkesztés).....	39
17. ábra (a) Az oszlopkísérletek részlete és (b) a Cún-2 szelvény rétegsora (saját felvétel)	42
18. ábra A mért közepes homok pF-görbe adatok illesztése a RETC programban (saját szerkesztés)	45
19. ábra A vályogos homok van Genuchten paramétereinek (Q_r , Q_s , Alpha, n, K_s és l) beállítása HYDRUS-1D kezelőfelületén (saját szerkesztés)	47
20. ábra A prediktív módon modellezett három talajszelvény rétegtani felépítése (saját szerkesztés)	51

21. <i>ábra</i> A tenzió értékének és eloszlásának beállítása a HYDRUS grafikus moduljában (saját szerkesztés)	52
22. <i>ábra</i> A prediktív modellezés során modellezett scenáriók (saját szerkesztés)	53
23. <i>ábra</i> A detektált sarlólapos területek elhelyezkedése (piros szín: szárazabb, kék: nedvesebb területek (sarlólaposok) (saját szerkesztés).....	58
24. <i>ábra</i> A TWI index térbeli eloszlása a három részletesen vizsgált mintaterületen (a piros és sárga területek szárazabbak, a zöld és kék területek nedvesebb térszíneket jelölnek). A fekete négyzetek a talajfűrési helyszíneket jelölik, a barna egyenes vonalak pedig a GPR mérések vonalát jelölik. (saját szerkesztés).....	58
25. <i>ábra</i> A mintaterületek domborzati keresztmetszései (bal oldali ábrák) és a modellezett abszolút talajvízszintek (Balti közepes vízszint felett) térbeli eloszlása a három mintaterületen: a) Cún, b) Okor, c) Korcsina (saját szerkesztés)	60
26. <i>ábra</i> A RETC futtatások mért pF-görbe pontokra illesztett görbéi. (a) durva homok, b) homok, (c) finom homok, (d) iszap, (e) vályogos iszap, (f) iszapos vályog, (g) vályog, (h) agyagos vályog és (i) agyag (saját szerkesztés)	62
27. <i>ábra</i> A 2013-2014-es hidrometeorológiai monitoring eredményei: (a) csapadék (b); beszivárgás és talajnedvesség idősor a Cún-1 szelvényben (c) beszivárgás és talajnedvesség idősor a Cún-2 szelvényben és (d) különbség a 70 és 25 cm mélységben mért tenzióértékek között (saját szerkesztés).....	65
28. <i>ábra</i> A kapilláris vízemelés hatása vályog, homok és agyagos vályog textúra esetén a laboratóriumi talajoszlop kísérletek során. A magasságértékek a mérési pont magasságát jelölik a talajoszlop talpa felett. (saját szerkesztés).....	67
29. <i>ábra</i> A heterogén, többszörösen rétegzett talajoszlop kapilláris vízemelésének hatása a térfogati talajnedvességekre 40, 60, 80, 100, 120 és 140 cm-rel a talajvíztükör felett (fekete: vályog, piros: homok textúra) (saját szerkesztés)	68
30. <i>ábra</i> A homogén textúrájú vályog talajoszlop mért és modellezett eredményeinek összehasonlítása (inverz modellezés) 100 cm-rel a talajvíztükör felett: (a) nem súlyozott; (b) súlyozott; (c) súlyozott, a hiszterézis kiszáradó ágát figyelembe véve és (d) súlyozott a hiszterézis nedvesedő ágát figyelembe véve. (saját szerkesztés).....	70
31. <i>ábra</i> A homogén textúrájú agyagos vályog talajoszlop mért és modellezett talajnedvesség értékeinek korrelációja 80 cm-rel a talajvíztükör felett: (a) nem súlyozott; (b) súlyozott; (c) súlyozott, a hiszterézis kiszáradó ágát figyelembe véve és (d) súlyozott a hiszterézis nedvesedő ágát figyelembe véve (saját szerkesztés)	71
32. <i>ábra</i> A homogén textúrájú homok talajoszlop mért és modellezett talajnedvesség értékeinek korrelációja 60 cm-rel a talajvíztükör felett: (a) nem súlyozott; (b) súlyozott; (c) súlyozott, a hiszterézis kiszáradó ágát figyelembe véve és (d) súlyozott a hiszterézis nedvesedő ágát figyelembe véve. (saját szerkesztés)	72
33. <i>ábra</i> A heterogén textúrájú homok talajoszlop mért és modellezett talajnedvesség értékeinek korrelációja 80 cm-rel a talajvíztükör felett: (a) nem súlyozott; (b) súlyozott; (c) súlyozott, a hiszterézis kiszáradó ágát figyelembe véve és (d) súlyozott a hiszterézis nedvesedő ágát figyelembe véve. (saját szerkesztés)	73
34. <i>ábra</i> A cúni mintaterület prediktív modellezett tenzió idősora -4000 H ₂ O-cm kezdeti felszíni tenzióval (saját szerkesztés)	77
35. <i>ábra</i> A korcsinai mintaterület prediktív modellezett tenzió idősora -4000 H ₂ O-cm kezdeti felszíni tenzióval (saját szerkesztés)	78
36. <i>ábra</i> Az Okor mintaterület prediktív modellezett tenzió idősora -4000 H ₂ O-cm kezdeti felszíni tenzióval (saját szerkesztés)	79
37. <i>ábra</i> A cúni mintaterület prediktív modellezésének tenzió idősorai 330 H ₂ O-cm kezdeti felszíni tenzióval: (a) dinamikus talajvíztükör csökkenése; (b) dinamikus	

talajvíztükör csökkenése és növényzethatása; (c) átlagos talajvíztükör; (d) átlagos talajvíztükör – 1 méter; (e) átlagos talajvíztükör +1 méter. (saját szerkesztés).....	82
38. <i>ábra</i> Az Okor mintaterület prediktív modellezésének tenzió idősorai 330 H ₂ O-cm kezdeti felszíni tenzióval: (a) dinamikus talajvíztükör csökkenése; (b) dinamikus talajvíztükör csökkenése és a növényzet hatása; (c) átlagos talajvíztükör; (d) átlagos talajvíztükör -1 méter; (e) átlagos talajvíztükör +1 méter. (saját szerkesztés)	84
39. <i>ábra</i> A korcsinai mintaterület prediktív modellezésének tenzió idősorai 330 H ₂ O-cm kezdeti felszíni tenzióval: (a) dinamikus talajvíztükör csökkenése; (b) dinamikus talajvíztükör csökkenése és növényzethatása; (c) átlagos talajvíztükör; (d) átlagos talajvíztükör – 1 méter; (e) átlagos talajvíztükör +1 méter. (saját szerkesztés).....	86
40. <i>ábra</i> Homogén és a többszörösen rétegzett talajtani-morfológiai egységek eloszlása a Cún mintaterületen a, b,; Okor – Fekete-víz mintaterület c, d; Okor erdő mintaterület e, f (saját szerkesztés)	88
41. <i>ábra</i> Cún mintaterületen a 707-710. közötti szakasz GPR képe és TWI index eloszlása, 2 méter mélységben a többszörösen rétegzett morfológiai egységek az övzátányokat jelölik, a homogén szakaszok pedig a sarlólapos területeket, Dr. Sipos György GPR felmérése alapján (saját szerkesztés).	89
42. <i>ábra</i> Dr. Sipos György GRP felvételezése alapján kiterjesztett homogén és többszörösen rétegzett morfológiai és szerkezeti egységek a cúni mintaterületen (saját szerkesztés).....	91
43. <i>ábra</i> ImageJ programmal processzált RGB 8 -as újraosztályozott mintaterület: a fehér foltok homok textúra, a középszürke foltok vályog, a sötét és fekete foltok pedig az agyag textúra felszíni távérzékeléssel érzékelhető előbukkanásai (forrás: google earth, saját szerkesztés).....	92
44. <i>ábra</i> Példa A Cún-Szaporca részterület I.-es helyszínének módosított ortofotóiból származó színek eloszlás, a GPR vonalak és a színintenzitás összefüggése. (A fekete 0 értékű, a fehér 255) – Dr. Marcin Slowik GPR felmérése alapján (forrás: SALEM et al. 2018, saját szerkesztés).....	92
45. <i>ábra</i> Példa a Fekete-víztől D-re eső terület modellalkotási lépései; a, a kiválasztott terület elhelyezkedése; b, képanalízis, a GPR nyomvonal intenzitása és a manuálisan leválogatott homogén területek szakaszai (fekete vastag vonal). c., a GPR felvételekből leválogatott homogén és többszörösen rétegzett szakaszok statisztikai feldolgozása, d, modellalkotás az eredmények alapján (forrás: google earth, saját szerkesztés).....	93
46. <i>ábra</i> A talaj texturális rétegzettségének térbeli vizualizációja a Dráva-síkra három eltérő interpolációval. A háttér-térkép az AGROTOPO fizikai fedvénye. (a) Thiessen poligon, (b) Kriging, (c) Kriging inetrpoláció magasság és sarlólapos területek figyelembevételével (saját szerksztés).....	95
47. <i>ábra</i> A terepi talajnedvesség monitoringon alapuló hét különböző párolgási paraméter hatása az inverz 286 napos modellfuttatásra: (a) Penman-féle napi párolgás, (b) Penman-Montheit havi átlagos párolgás, (c) Antal-féle napi párolgás, (d) Antal átlagos havi párolgás, (e) Thornthwaite-féle párolgás, (f) Turc-féle párolgás (g) Meyer-féle párolgás (saját szerkesztés).....	117
49. <i>ábra</i> Okor – Fekete-víz mintaterületnek GPR és TWI index összehasonlítása, Dr. Sipos György GPR felvétele alapján (saját szerksztés).....	119
50. <i>ábra</i> Cún mintaterület felmért GPR keresztzelvénye 707 – 710, Dr. Sipos György GPR felvétele alapján (saját szerkesztés)	120
51. <i>ábra</i> A talaj texturális rétegzettségének térbeli vizualizációja a Dráva-síkra három eltérő talajmélységben, illetve a három térkép összeolvasztása. A háttér-térkép az AGROTOPO fizikai fedvénye. (a) 20 cm, (b) 60 cm (c) 120 cm mélységekben és (d) a három mélység összeolvasztva (saját szerkesztés).....	121

Táblázatok jegyzéke

1. táblázat A talajpórusok méret szerinti besorolása (STEFANOVITS et al. 1999 alapján szerkesztette: NAGY GÁBOR)	22
2. táblázat Pórusméret és a pF értéke közötti összefüggések (STEFANOVITS et al. 1999 alapján készítette NAGY GÁBOR)	23
3. táblázat Drávára jellemző kis- (KQ), közép- (KÖQ) és nagy vízhozamok (NQ) m ³ /s (DDVIZIG 2000-2018 mérési időszak) (saját szerkesztés).....	37
4. táblázat A LiDAR felmérés paraméterei LEICA ALS70-HP (saját szerkesztés)	37
5. táblázat A GPR felmérés paraméterei, GSSI SIR 3000 készülék esetében, 270 MHz antennával szerelve (saját szerkesztés).....	38
6. táblázat A heterogén textúrájú laboratóriumi talajoszlop textúrosztályok szerinti rétegzettsége (saját szerkesztés).....	42
7. táblázat A mért tapasztalati textúrák megfeleltetése az AGROTOPO-adatbázisban megtalálható textúrcsoportoknak (saját szerkesztés).....	56
8. táblázat A felszín és talajvíz-tükör mélysége közötti korreláció a három mintaterületen a GPR szelvények alapján (saját szerkesztés)	59
9. táblázat 2005 -2018 közötti időszakban mért átlagos talajvízszint-mélységek és fluktuációjuk a Dráva-síkon, a piros háttér a legnagyobb, a zöld a legkisebb értékeket jelöli (DDVIZIG adatsora alapján szerkesztette: NAGY GÁBOR)	61
10. táblázat A mért talajvíz-tükör értékek korrelációs táblája a Dráva-síkra hat eltérő hidrológiai paraméter esetében (készítette: NAGY GÁBOR)	61
11. táblázat A RETC modellfuttatások során meghatározott α , n és m van Genuchten talajfizikai paraméterek értékei a 10 vizsgált textúrcsoport esetében (θ_s , θ_r és K_s értékeit számoltuk, szürke háttérben) (szerkesztette: NAGY GÁBOR).....	63
12. táblázat A RETC modellfuttatások során meghatározott és az inverz illesztésekkel pontosított α , n és m van Genuchten talajfizikai paraméterek értékei a 10 vizsgált textúrcsoport esetében (szerkesztette: Nagy Gábor).....	69
13. táblázat A homogén textúrájú vályog talajoszlop mért és modellezett talajnedvesség értékeinek eltérése 100 cm-el a talajvíztükör felett. A legjobb egyezést szürke háttér jelöli. (saját szerkesztés)	70
14. táblázat A homogén textúrájú agyagos vályog talajoszlop mért és modellezett talajnedvesség értékeinek korrelációja 80 cm-el a talajvíztükör felett. A legjobb egyezést szürke háttér jelöli. (saját szerkesztés).....	71
15. táblázat A homogén textúrájú homok talajoszlop mért és modellezett talajnedvesség értékeinek eltérése 60 cm-el a talajvíztükör felett. A legjobb egyezést szürke háttér jelöli. (saját szerkesztés)	72
16. táblázat A heterogén textúrájú homok talajoszlop mért és modellezett talajnedvesség értékeinek korrelációja 80 cm-rel a talajvíztükör felett: (a) nem súlyozott; (b) súlyozott; (c) súlyozott, a hiszterézis kiszáradó ágát figyelembe véve és (d) súlyozott a hiszterézis nedvesedő ágát figyelembe véve. (saját szerkesztés)	74
17. táblázat Átlagos napi párolgás értékeinek alakulása monitoring időszak során az 5 eltérő párolgási módszer alapján (saját szerkesztés).....	75
18. táblázat A talajtani-morfológiai egységek megoszlása a mintaterületeken, a GPR szelvények adatai alapján (saját szerkesztés).....	87
19. táblázat A modellezéshez használt van Genuchten paraméterek(saját szerkesztés)	117

20. táblázat A homogén (h.r.) és a többszörösen (t.r.) rétegzett GPR szakaszok aránypárjai(saját szerkesztés)	118
---	-----

1. Bevezetés

A talajnedvesség változása és a változékonyság mértékének meghatározása nélkülözhetetlen a táji folyamatok megismeréséhez (SOMLYÓDY 2011, HERVAI et al. 2017), valamint a használati mód, az esetleges rehabilitációs és a revitalizációs lépések megtervezéséhez (STANTURF et al. 2012). A vízpótló beavatkozások sikeres végrehajtásában, a fenntartható ártérhasználatban, illetve annak ökológiai szemléletű kivitelezésében elengedhetetlen a talajnedvesség dinamika eloszlásának ismerete (VÁGÁS 2007, KOLTAI et al. 2019).

A közepes, illetve nagyobb folyók árterei, köztük a Dráva-sík is, szakaszokra oszthatók a geomorfológiai formák kialakulása, elhelyezkedése és kiterjedése; a talaj típusa és rétegzettsége, a talajvízállás és –áramlás jellege, valamint a felszínborítás tekintetében (LÓCZY 2019a). A magyarországi folyók mentesített ártereit mind gyökeresen átformálta a föld- és felszínhasználat. Általánosságban ezek a területek jellemezhetőek azzal, hogy a vízellátottságuk a folyók egykori szabályozásával és a felszínhasználat megváltoztatásával jelentősen romlott. Az árterükön süllyedő talajvíz tükörrel rendelkezik (LÓCZY 2015). Az árterületek sajátossága, hogy amíg aszályos időszakokban erősen kiszáradnak, addig csapadékos időszakban jelentős belvíz borítottsággal rendelkezhetnek. Mivel a talajrétegzettség heterogenitása egyazon területen is eltérő lehet, ezért vizsgálatában a talajtanon kívül más tudományterületek, illetve eszközök (pl. GIS) bevonása is szükséges.

A talajra többféle definíció létezik. A 2007. ÉVI CXXIX. TÖRVÉNY A TERMŐFÖLD VÉDELMEÉRŐL 2§ (15) szerint a talaj: „feltételesen megújuló természeti erőforrás, amely egyben a mezőgazdasági termelés, az erdőgazdálkodás alapvető termelő eszköze, a Föld szilárd felszínének élő közege, amelynek a legfontosabb tulajdonsága a termékenység”. E definíció a mezőgazdaság szempontjából, mint erőforrást közelíti meg a talajt. A talajtan, mint tudomány definíciója szerint „a talaj a Föld legkülső szilárd burka, amely a növények termőhelyéül szolgál” (STEFANOVITS et al. 1999), amely külön szféraként, a pedoszféraként tekint a talajra. Ha halmazelméleti szempontból szeretnénk pozicionálni, a talaj egy önálló halmaz, amely a hidro-, a geo-, a bio- és az atmoszférával határos és velük együtt alkot közös részhalmazokat. A rendszerközpontú megközelítés szerint „a talaj háromfázisú polidiszperz rendszer” (BOHN et al., 1979), amely két alrendszerből,

a vadózus és a freatikus zónákból épül fel. Mindhárom definícióból kitűnik, hogy már a talaj is olyan komplex rendszer, amelyet csak interdiszciplináris eszközökkel lehet feltárni, és anyagáramokkal jellemezni (SHUKLA, 2011).

A talajok ellátó funkciói közül a tápanyag megtartási és vízháztartási-vízszolgáltatási funkciók válhatnak a következő évszázad kulcskérdésévé (WILLIAMS et al. 2020). Emiatt ezek a folyamatok behatóbb ismerete elengedhetetlen. Ahhoz, hogy felkészülhessünk a közeljövő éghajlati kihívásaira, az aszályérzékeny és rossz víztartó képességgel rendelkező területek vízforgalmának megismerése szükséges.

A legóvatosabb klímamodellek becslése szerint is legalább 1 °C-kal fog nőni az éves átlaghőmérséklet a Kárpát-medencében 2050-re (BARTHOLY et al. 2010). Nagy valószínűséggel a hőségnapok száma is nőni fog, míg a csapadékos napok száma csökkenni fog a régióban (BARTHOLY et al. 2009, KIS et al. 2017). A téma aktualitását mutatja, hogy az 2018-as év átlaghőmérséklete ~12°C volt hazánkban, amely 1,66 fokkal múlja felül az 1981–2010-es normál értéket (LAKATOS et al. 2019). A Dél-Dunántúli régióban 1901-2016 közötti időszakában az 1 és 5 mm-t meghaladó csapadékos napok száma csökkenő, míg a 20 mm-t meghaladó csapadékos napok száma emelkedő trendet mutat (NAGY et al. 2017). Ez a hatás különösen az ártereket, mint aszályérzékeny területeket veszélyezteti (LÓCZY 2019b).

Jelen tudományos dolgozat Dr. Lóczy Dénes professzor úr Ős-Dráva programhoz kapcsolódó tájváltozás, hidrológiai és hidromorfológiai témájú, „Helyreállítási potenciál tájökológiai értékelése a Dráva-ártér magyarországi szakaszain” című (OTKA K104552 számú) kutatásához kapcsolódik. A kutatásom témája a sarlólapos-övezet mikromorfológiai formák többszörösen rétegzett képződményeinek nedvességváltozása, kísérletes és numerikus modellezése, illetve a modell futtatási eredmények regionális kiterjesztése a Dráva-síkra, lokális értelmezése Cún, Okor és Korcsina mintaterületein.

2. Kutatástörténet

2.1. A talaj, mint ökoszisztéma szolgáltató rendszer

Az ökológiával foglalkozók a talajra, mint szolgáltató rendszerre (angolul „ecosystem services”) tekintenek. Ökológiai szolgáltatásoknak azokat a hasznokat és pozitív externáliákat nevezzük, amelyeket az emberek az ökoszisztémából nyernek. Pozitív externáliaként definiálhatjuk, mivel a szolgáltatások értéke pénzben nem kifejezhető (KEREKES 1998), jelen technológiai tudásunk mellett az emberi tevékenységgel nem tudjuk sem helyettesíteni, sem pótolni, sem létrehozni azokat. Ezen szolgáltatások közé tartoznak az ellátási, szabályozási és kulturális szolgáltatások, amelyek közvetlenül hatnak az emberiségre és a támogató szolgáltatások, amelyek a többi szolgáltatás fenntartásában játszanak szerepet (MEA, 2003). Ebből a meghatározásból kiindulva a talajok, talajformációk a támogató szolgáltatások közé tartoznak (VÁRALLYAY 1996, 1997), nélkülözhetetlen alapjául szolgálva más ökológiai szolgáltatásoknak (PAVAN és OMETTO 2018). JÓNSSON és DAVIDSDÓTTIR (2016) azt találta, hogy a talajok ökoszisztéma-szolgáltató jelentőségének bemutatásához szükség van az eddiginél átfogóbb értékelési rendszerre, amely a döntéshozatal különböző szintjein is alkalmazható. Az ökoszisztéma-szolgáltatások térbeli áramlása egy nagyon összetett hierarchiájú rendszer. A különböző típusú ökoszisztéma-szolgáltatások más-más térbeli átviteli szabállyal rendelkeznek és különböző tartományokról, komplexitásuk miatt számos esetben önmaga az átadás folyamata sem ismert (MOUCHENG et al. 2018). FAUCON és munkatársai (2017) szerint a funkcionális növényi tulajdonságok ökoszisztéma-működésre gyakorolt komplexitása folyamatfüggő, és a talaj szerves szén és tápanyagait a kezdeti talaj tulajdonságai befolyásolják. A fő kihívás abban rejlik, hogy pontosan azonosítsuk a növényi funkcionális tulajdonságokat és azok sokféleségének hatását a talajtulajdonságokra (KOCHENDORFER 2011). A növényi tulajdonságok továbbá befolyásolhatják az ökológiai és általános ökoszisztéma-folyamatokat is (COLLOFF et al. 2010). – Természetesen ezek hatása eltérő lehet a talajtípusok, éghajlatok, valamint mezőgazdasági gyakorlatok és a termesztési rendszerek függvényében. Bár az ökológiai szolgáltatások fogalma újkeletű gondolatnak tűnhet, a közgazdaságtan számára (KEREKES 1998) a talajtan interdiszciplináris szemléletében már az 1990-es évek elejétől megjelenik (pl.: VÁRALLYAY 1996, 1997, 2000a, 2000b, 2000c, 2003).

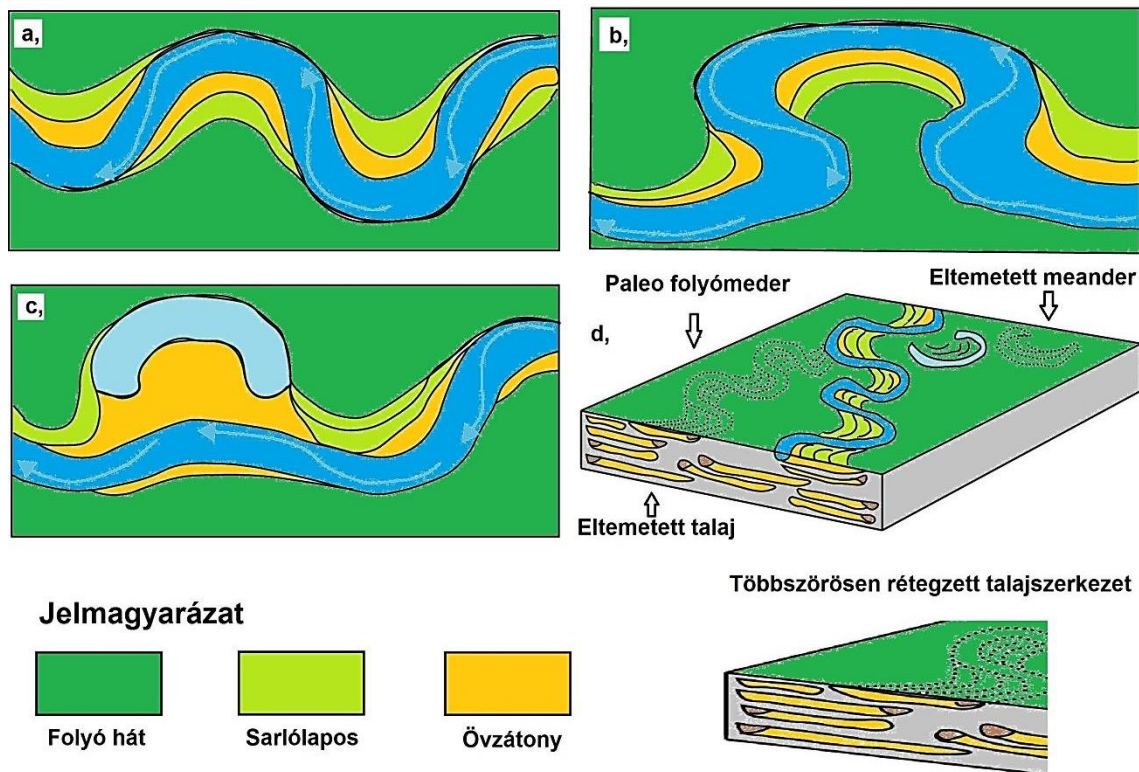
2.2. A heterogén, többszörösen rétegzett talajok tulajdonságai

A heterogén többszörösen rétegzett, különböző fizikai féleségű talajok periodikusan ismétlődő transzportfolyamatok révén jöhetnek létre, emiatt a rétegek között nincs, vagy csak gyengén fejlett genetikai kapcsolat létezik (STEFANOVITS 1952, KERCHEVA et al. 2017). Ezen transzportfolyamatok a lejtős tömegmozgások esetén a csuszamlás, kúszás és folyás, eolikus szállítás és a folyóvízi hordalékszállítás (BORSY 1998). A lejtős tömegmozgás révén létrejövő talajokat a magyar talajosztályozási rendszerben lejtőhordalék talajoknak nevezzük (World Reference Base (WRB): Regosols, United States Department of Agriculture (USDA): -orthents (BUOL et al. 2011, SOIL SURVEY STAFF 2015). Az eolikus transzport következtében a futóhomok talajok, valamint szerkezet nélküli homoktalajok alakulnak ki (WRB: Arenosols, USDA: Aridisols), míg folyóvizek mentén található ártereken nyers-, humuszos öntéstalajok jelennek meg (WRB: Fluvisols, USDA: Entisols).

A heterogén többszörös rétegződésű öntéstalajok kialakulása a folyómeder fejlődésével, áthelyeződésével, illetve az ártér időszakos elöntésével magyarázható (ILINKIN et al. 2018, KISS et al. 2019). A folyóvízi üledékek a mederfolyamatok, s így a mederfeltöltődés fő hajtóereje (MAKKA VEYEV 1955; KONDRATIEV et al. 1959). LEOPOLD és WOLMAN (1957), azt tapasztalták terepasztal kísérletük során, hogy az alluvium felhalmozódása és a rétegzett szerkezet fejlődése függ a szállított üledék mennyiségétől, a folyó szélességétől és mélységétől, az áramlás sebességétől, a folyómeder esésétől és a meder érdességétől.

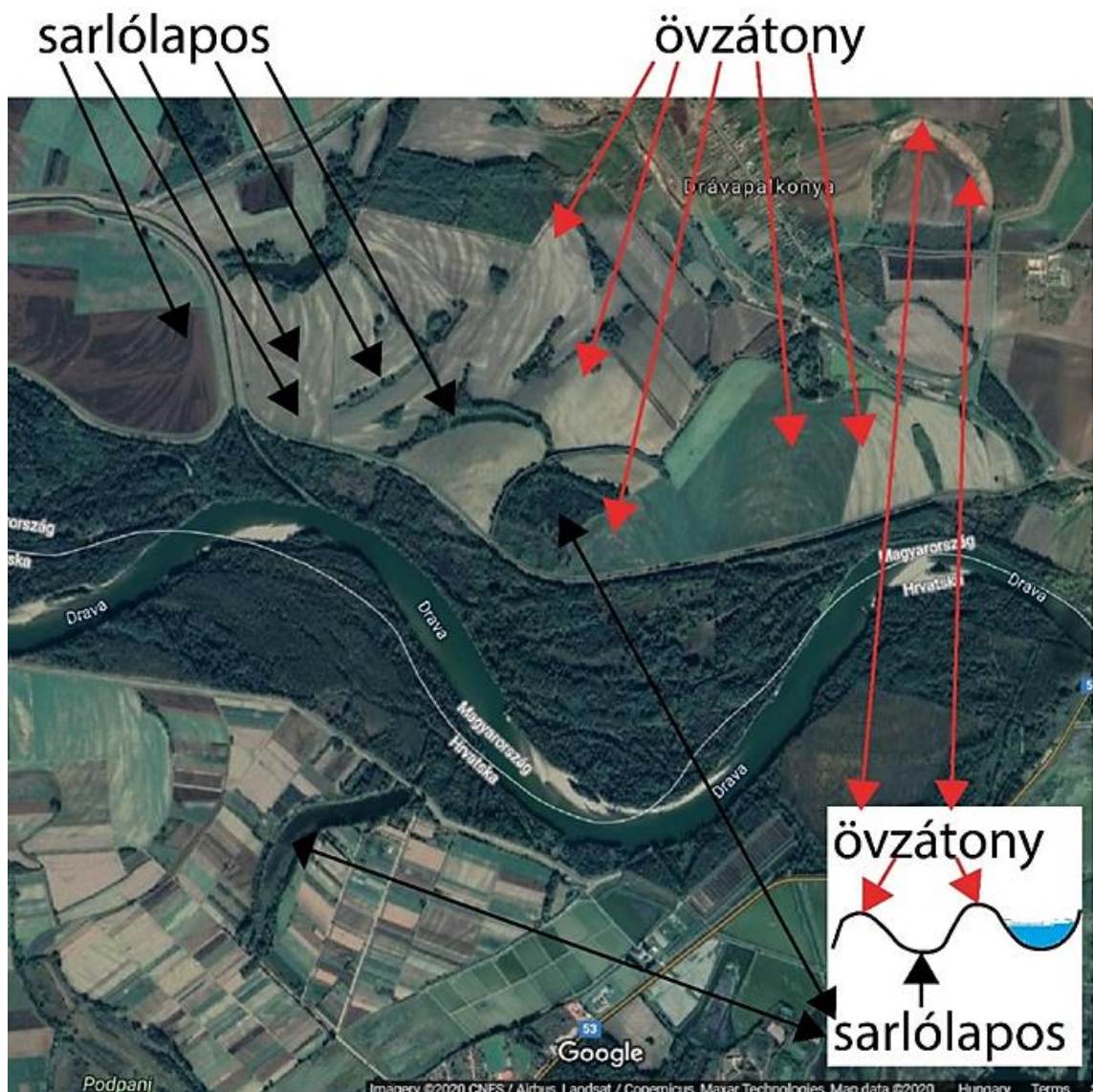
Ezek a hatótényezők folytonos függvényként változnak, és egyszerre befolyásolják az alluvium anyagának akkumulációját. A növényzetnek sokszor nincs ideje stabilizálni az árvíz során kialakult formákat az ártéren, illetve a mederben, így a lebegtetett hordalék biztosítja a csatornát képező üledék utánpótlását (CHALOV et al. 1998, GIBLING et al. 2009). Kismintás modellkísérletek alapján a paleomeander képződés $2,5^\circ$ -os dőlésszögnél kezd kialakulni (KISS et al. 2019).

A legnagyobb mederformákat (fenék kiemelkedések, zátonyok, öv zátonyok) a hosszú távú és szezonális változások egyaránt jellemzik, felhalmozódás és erózió formájában. A sarlólaposok kialakulásakor pedig a kisebb méretű mederformák folytonos mozgása jellemző (TURYKIN, 1993). Az alluvális kiülepedés a kanyarulat belső ívére korlátozódik, ahol sarlólaposok (öväztonyok) alakulnak ki az alacsonyabb áramlási sebesség miatt (1. ábra FERRING 1986, NICHOLS 1999).

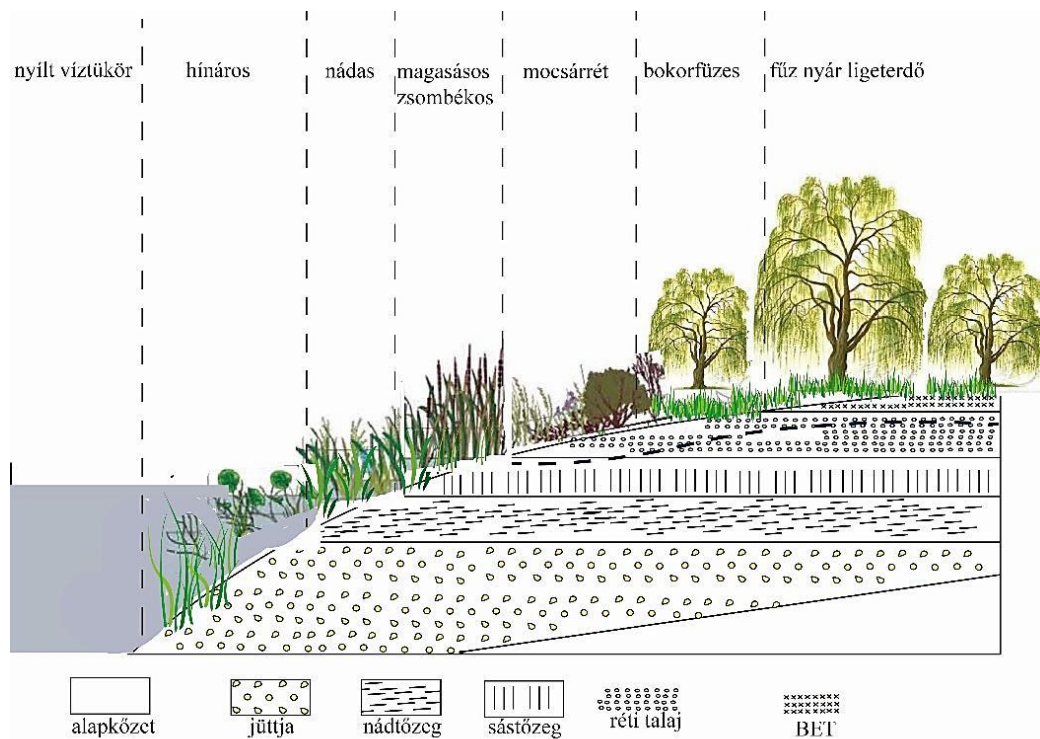
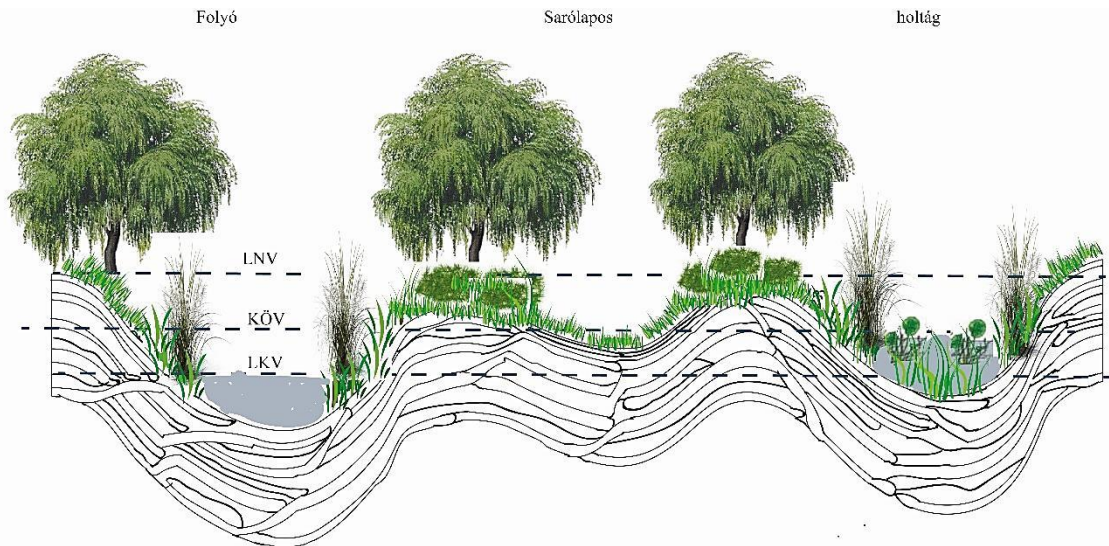


1. ábra A holtágak és a paleomeanderek kialakulásának a folyamata: (a) meander kialakulása, (b), meander nyaka közelít egymáshoz, (c) lefűződött morotva, amely csak árvizek esetén van kapcsolatban a folyóval (d) az övzátónyok mélységi megjelenése rétegsorok formájában (FERRING 1986-os és NICHOLS 1999-es ábrája alapján szerkesztette: NAGY GÁBOR)

Ennek eredménye, hogy az alluvium anyagának aktív felhalmozódása a kanyarulatok belső ívében az ártéri zóna és a mederaljzat feltöltéséhez vezet. Ezt követi a természetes folyóhátak megtörése és az új meder kialakulása az ártér alacsonyabb részein, ahol egy jól fejlett talaj előzőleg alacsony alluvális üledései között alakult ki. A folyó által elhagyott korábbi ívelt övezetekben alacsony üledései sebességű, finom szemcseméretű alluviumok rakódnak le (finom iszap és agyag frakció). Ezek a területek előbb-utóbb aktív talajképződési területté válnak, míg az új mederágy mentén a talajképződés helyett a lerakódási folyamatok válnak jellemzővé. Így a meander és a talajképződés is az ártér különböző részein különböző időben, más és más területeken megy végbe (1. ábra). Terepasztal kísérletek szerint az áramlási mintázat egy kanyarban szorosan kapcsolódik a mederágy topográfiájához, beleértve a sekély pontokat és a mély medencéket a belső és a külső partoldalak közelében alakultak ki (BLANCKAERT 2010, 2. ábra). E folyamat során spontán alakul ki a heterogén rétegzett talajszerkezet, amely eltemetett talajként is felfogható (ALEXANDROVSKIY et al. 2003, 3. ábra).



2. ábra Az egykori övezőny - sarlólapos struktúra Drávapalkonya térségében, a sarlólaposokat erdőfoltok, illetve sötétebb foltok jelölik, míg az egykori övezőnyok világos sávokként láthatóak (Forrás: Google Maps 2020 Landsat, szerkesztette: NAGY GÁBOR)



3. ábra A Szukcesszió és vegetáció hatása a talajfejlődésre és a szerves anyag felhalmozódásra a sarlólapos területeken, illetve elhagyott meanderek és holtágak környékén (szerkesztette: NAGY GÁBOR)

2.3. Az Ős-Dráva-program területének talajai

A területre jellemző öntéstalajok a helyi hidrológiai és geomorfológiai szukcessziós folyamatok eredményeként jöttek és jönnek létre, azaz a biogén talajképző tényezők alárendeltek, mindig csak az újabban megjelenő felszínre és a felszín közeli üledék- és talajrétegekre hatnak (LÓCZY és DEZSŐ 2019). Az élővilág hatásának ezért nem marad

tartós és nincs is jellegzetes nyoma. A talajalkotó fizikai fészeségek változatosak a vizsgált területen: a nehéz agyagtól kezdve az iszapon keresztül, a finom homok textúráig szinte minden fizikai talajfészeség megtalálható itt. A genetikai típusukat tekintve humuszos öntés, réti, réti csernozjom és réti öntés talajok a legjellemzőbbek (Histosols a Soil Taxonomy-ban és Histosol, valamint Fluvisol a WRB-ban). Általánosságban elmondható, hogy nagyon kevés (legfeljebb 2–3%) szénsavas meszet tartalmaznak az itt található talajok, valamint jelentős hányaduk nagymértékben kilúgozott (NOVÁK 2013; TÓTH et al. 2017).

A terület nyers és humuszos öntés talajaira egyaránt jellemző, hogy talajszelvényben nincsen szintekre tagolódás, mivel nincs genetikai kapcsolat a rétegek fejlődése között, ezért a rétegek közötti különbségek csak az üledék talajfizikai (texturális) tulajdonságaitól függenek (FLINT és FLINT 2002). Az öntéstalajokra jellemző, hogy a vízfolyások által lerakott üledékben a hidromorf bélyegek jól felismerhetők, ezek erőssége és jellegzetessége a vízborítás időtartamától, a kiülepedéshez szükséges időtől és a talajvízszint felszínhez való közelségétől és ennek vízjárásától függ (VÁRALLYAY et al. 1994, VÁRALLYAY 2001, 2002). Emiatt a glejes, valamint pszeudoglejes formakincs, illetve a reduktív kémiai tulajdonságok gyakoriak ezekben a talajokban.

A vizsgált terület folyóközeli, ártéri területein az egykori, lefűződött folyómedrekben, a morfológiailag alacsonyabb térszíneken az energiáját veszített folyó lerakja a hordalékot. A felszínközeli talajvízszintek és az említett szukcessziós folyamatok elősegítik a szerves anyag felhalmozódását. Azonban a többletvízhatás miatt az év jelentős részében reduktív viszonyok uralkodnak, melyek gátolják a valódi humuszosodást. A hordalékkal történő időszakos borítás és a reduktív körülmények időszakossága miatt a bioturbáció igen korlátozott, ezért a fluviális üledékképződés struktúrája megőrződik.

A humuszrétegek, mint eltemetett talajszintek, az elöntések nyomaként a mélyebb rétegekben is fellelhetők és többszörösen ismétlődhetnek. A hordalékborítás minden elöntéskor félbeszakítja a talajképző folyamatokat, és újabb, jellemzően eltérő fizikai tulajdonságú rétegeket telepít folytatólagosan a legfelső rétegre, ezáltal változatos eloszlású rétegsorokat létrehozva (VÁRALLYAY et al. 2000, HULISZ et al. 2015, JACOBSON et al. 2016).

Az oxigénhiány mértéke a szerves anyag mennyiségének függvényében jelentősen változhat. Számos esetben megfigyelhető, hogy a talajvíz számára elérhetetlen rétegekben is előfordul rozsdásodás, valamint márványozott foltok, illetve az oxidációs folyamatokra utaló jelenségek (KAWALKO et al. 2017). Ennek oka, hogy az elhalt gyökerek makropórusokként, illetve víz- és levegővezető csatornákként viselkedve a felszíni csapadékot a mélyebb rétegekbe vezetik, ahol vagy lokális redukciós folyamatokat indukálnak (WRB: *stagnic properties*), vagy oxigénben gazdagabb környezeteket teremtenek (KABALA 2015).

A Dráva-síkra réti talajok jellemzően az időszakos vízborítású vagy az időszakosan túlnedvesedett területeken fordulnak elő, ahol a csapadékvíz nem tud közvetlenül a befogadó vízfolyásokba jutni, illetve a paleomeanderek és a sarlólapos területek legmélyebb pontjain találhatóak meg. A lápos réti talajok a holtágak partmenti övében találhatóak meg, képződésükre jellemző mind a láposodás, mind a rétiesedés folyamata. A többi réti talajtípustól humusztartalmuk alapján határozhatók el.

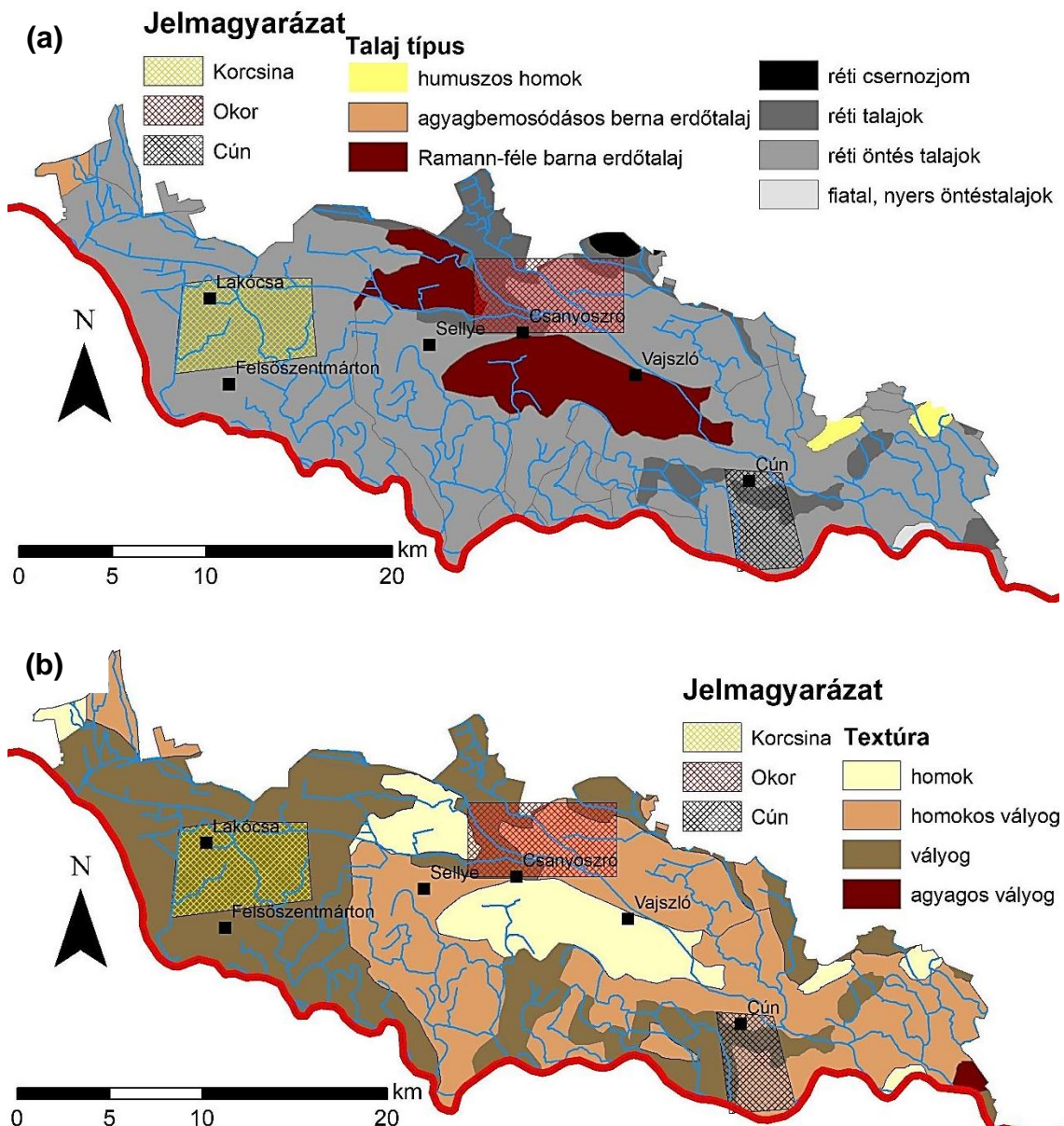
A humuszos öntéstalajokban már maradandó a humuszosodás folyamata, mivel ezek a talajok már mentesültek az állandó vízborítástól, vagy csak ritkán bekövetkező előntések jellemzik. A szerves anyag a növények bomlásából, a szukcesszió folyamatok „melléktermékeként” keletkezik. A Dráva-síkon a humuszréteg vastagsága humuszos öntés talajoknál esetében általában kevesebb, mint 20 cm, szerves anyag tartalmuk pedig 1,5-2% (GALIĆ 2010, GLAVAN et al. 2015, BOGUNOVIC et al. 2018).

A Csernozjom-réti talajok vízfolyásoktól már nagyobb távolságokban helyezkednek el, illetve ott, ahol a sarlólapos területek magasabb morfológiai helyzetben találhatóak, így hosszabb ideje mentesek mind a felszíni víz, mind pedig a talajvíz hatásától. A reduktív környezet jelzőjeként megtalálhatók bennük a vasmozgás nyomai, márványozott foltok (*mottling*), vasszeplők, erek alakjában. A reduktív markerek erősségét azonban jelentősen befolyásolja az agyagtartalom. A túlnedvesedésre való hajlam közvetve vagy közvetlenül a csapadék függvénye és az év bármely időszakában előfordulhat.

Barna erdőtalajok azokon a területeken jelennek meg, ahol a Dráva és kisebb vízfolyások (illetve közvetett módon a talajvíztükör) által eredményezett többlet vízhatás már nem érvényesül (4. ábra). Ezekben a talajokban a hidromorf hatások már kevésbé érvényesülnek, így a főbb talajképző folyamatok a humuszosodás, kilúgzás, agyagosodás, agyagvándorlás és kovárványosodás folyamataira szorítkoznak.

A területre jellemző barna erdőtalaj típusai a Ramann-féle barnaföldek és a kovárványos barna erdőtalajok.

A homoktalajok az Ormánság lefolyástalan területein, Kákics, Nagycsány, Baranyahídvég, Kovácshida térségében fordulnak elő, ahol a talajvíz jellemzően 3-4 méter mélységben található (4. ábra). A magas kvarctartalmú homok lassú mállása és a talajvíz mélysége együttesen gátolja a talajképződés folyamatát (VÁRALLYAY és LESZTÁK 1990, MICHÉLI 2016).

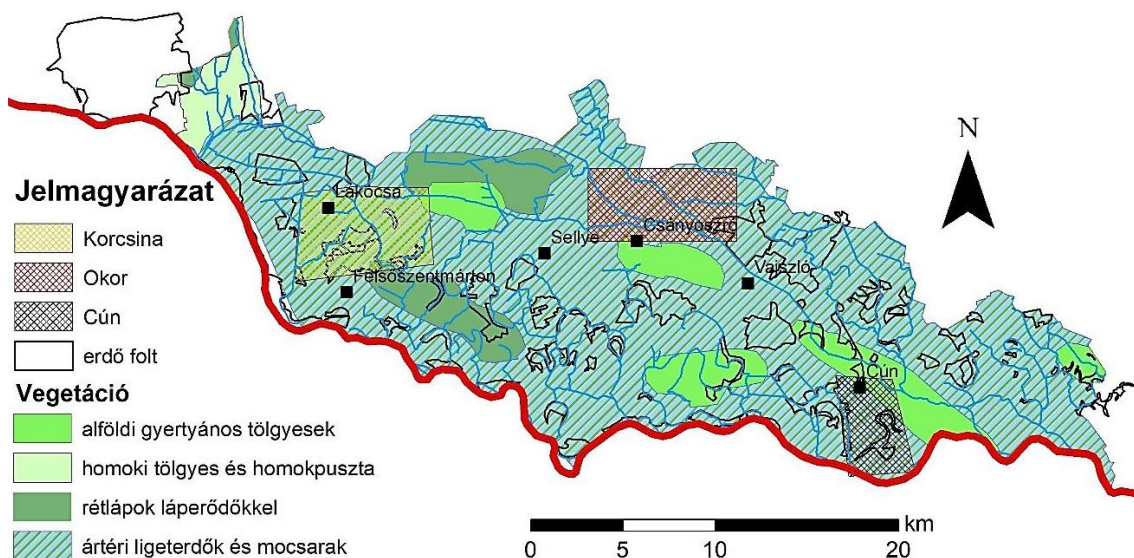


4. ábra A mintaterületeken előforduló genetikai talajtípusok (a) és textúrák (fizikai talajtípusok) (b) az AGROTOPO térkép alapján (szerkesztette: NAGY GÁBOR)

2.4. A vizsgált terület növényzete

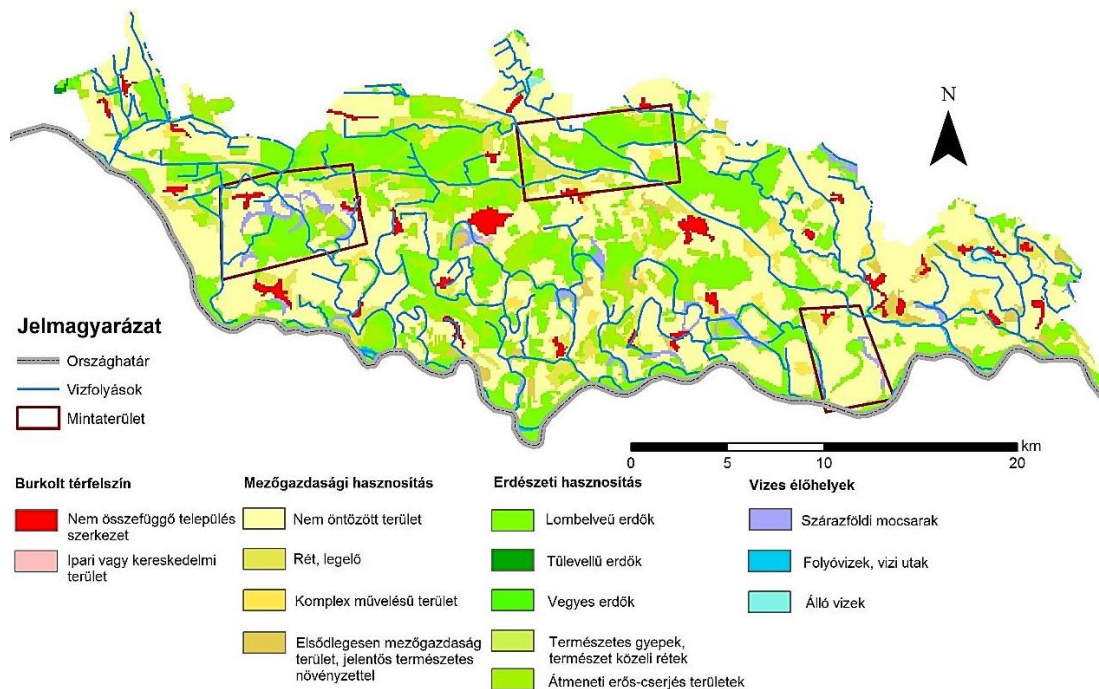
A vizsgálati terület növényzete viszonylag változatos, s elsősorban a talajnedvesség és a felszíni vizektől mért távolság szabja meg a vegetáció típusát (5. ábra). Az 1989-es vegetáció térkép (Magyarország Nemzeti Atlasza 1989, 2018) alapján a terület eredeti vegetációja ártéri ligeterdők és a magasabb talajvízállású területeken, ahol a talajvízhatása érvényesült gyertyános-kocsányos tölgyesek alkották az uralkodó vegetációt (ZÓLYOMI 1989, FEKETE et al. 1998, MOLNÁR et al. 2019, 5. ábra). A Nagynyárád-Harkányi kistájra a klímazonális erdőtársulásként a tatárjuharos lösztölgy volt a jellemző vegetáció XIX. század elejéig, melyet cseres-tölgyesek határoltak (KISS és NIKOLIĆ 2015, ORTMANN-AJKAI 2019).

A Dráva és a mellékvizei mentén található hullámtéren az őshonos puhafa ligeterdőket fűzligetek, fehér- és feketenyár ligeteket alkotják (5. ábra). Ezeket a természetes élőhelyeket több helyen telepített nemesfűz és nemesnyár ültetvények váltják fel (KEVEY 2006, 2014, 2015). A mentett oldalon a keményfa ligeterdők a kőris-tölgy-szil, illetve magasabb térfelszíneken a gyertyános-tölgyes vegetáció alkotja (KEVEY 2007, 2016, 2017, 2019). A lefolyástalan mélyedésre, ahol időszakos vízborítás jellemző sásos és kőrises égerlápok (*Carex-Fraxinus-Alnetum*) fordulnak elő, míg az elvezető árkok és csatornák mentén síksági égerligetek fragmentumai találhatóak (PURGER és PURGER 2019).



5. ábra Az egykori természetes vegetáció Zólyomi-féle potenciális vegetációs térkép alapján (szerkesztette: Nagy Gábor)

Az ártéri erdők egykori területei, ahol a víz és vízborítási viszonyok lehetővé tették, mezőgazdasági művelés alá kerültek, a nedvesebb térfelszínek pedig rétként, legelőként és kaszálóként hasznosították (6. ábra, PURGER és PURGER 2019). Ezek a területek döntően a mocsárrétekhez, kisebb hányadukban a kiszáradó láprétekhez és magassásos rétekhez tartoznak (ORTMANN-AJKAI és DÉNES 1998, ORTMANN-AJKAI 2019). A maradványterületek ökológiai megőrzésében a rendelkezésre álló víz és talajnedvesség megőrzése és biztosítása létfontosságú.



6. ábra A vizsgált terület felszínhasználata 2018-as Corine felszínborítás térkép, (szerkesztette: NAGY GÁBOR)

2.5. Vízmozgás a vízzel telítetlen talajzónában

Az árterületek taljai (USDA: Entisol, WRB: Fluvisols) mind horizontálisan, mind vertikálisan mozaikos textúrával rendelkeznek, amelyekre szélsőséges vízviszonyok (többletvíz, belvíz borítás és a szélsőséges) jelentős hatást gyakorolnak mind fizikai, kémiai és biológiai szempontból is (HILLEL et al. 2005). Következésképpen a mezőgazdaság hatékonysága, illetve a terméshozamok, térben és időben jelentősen eltérhetnek. A sekély rizoszférával rendelkező növények vízstressznek és szélsőséges szárazságnak lehetnek kitéve, míg máskor a túlzott talajvíz és a vadózus zónában

megjelenő anoxikus körülmények jelentős hozamvesztéseket okozhatnak (LIZASO és RITCHIE 1997, VOGT és SOMMA 2013, FAO 2012).

A többszörösen rétegzett talajok környezetre és vízgazdálkodásra gyakorolt hatását csak komplex módon lehet vizsgálni és modellezni (HUANG et al. 2011, ZETTL et al. 2011). Texturális és rétegtani összetettségük miatt csak egyszerűsített modellalkotással lehet a hidrológiai folyamatokat szemléltetni a közepes és nagy folyók árterein található talajok gyökérszónájában (GAO et al. 2010). További kihívás az is, hogy a pontszerű hidrodinamikai modellfuttatások eredményét nehéz regionális léptékben kiterjeszteni, ezért számos esetben a peremfeltételeket kompromisszumos módon kell meghatározni már a területválasztás során is.

A talaj textúrája és struktúrája jelentősen meghatározza a víz felszín alatti mozgását, visszatartását és tárolását (*1. táblázat*) (ERNST 1962, HILLEL 1980, DLAPA et al. 2020). A talajtextúra térbeli mintázatának ismerete javítja az infiltrációval és a felszín alatti vízmozgással kapcsolatos ismereteinket, valamint a talajnedvességdinamika előrejelzésének pontosságát (ARYA et al. 1999, ARYA és HEITMAN 2010, HU et al. 2011; LI et al. 2016, MCGRAT et al. 2019).

A talaj vízháztartását, illetve a vízvisszatartását különböző módszerekkel lehet becsülni. Egyik lehetőség a pedotranszfer-függvények használata (CAMPBELL 1985, GROSSMAN és REINSCH 2002., MAKÓ et al. 2010, TÓTH et al. 2019), a másik lehetőség pF-görbék felvétele (talajspecifikus), illetve numerikus modellek (pl.: HYDRUS) használata. Jellemzően a talaj textúráját, humusztartalmát, porozitását, a talajalkotók hidrofób, vagy hidrofil jellegét, illetve térfogattömegét (ρ_b) használják változóként a pedotranszfer funkciókban, amelyek alapján jellemezhetők a talaj-vízvisszatartó tulajdonságai (HOOGHOUDT 1940, MARSHALL 1957, TIETJE és TAPKENHINRICHS 1993).

A pedotranszfer értékének pontossága nagymértékben függ a kalibráláshoz használt adatsortól, független értékelést csak kalibráláshoz nem használt adatsorokkal lehetséges végezni (SCHAAP és LEIJ 1998, MAKÓ et al. 2017).

A talajnedvesség mozgása, többségében vízre nézve telítetlen állapotban, a vadózus zónában mind vertikálisan mind horizontálisan makro- és a mezopórusokon keresztül történik, mind a kapilláris vízemeléskor, mind pedig beszívárgáskor (RAJKAI 1981, RAJKAI 1988, RAJKAI et al. 1996, VÁRALLYAY és NÉMET 1996).

1. táblázat A talajpórusok méret szerinti besorolása (STEFANOVITS et al. 1999 alapján szerkesztette: NAGY GÁBOR)

<i>A póruscsoport neve</i>		<i>átmérő</i> (μm)	ψ^* (kPa)	<i>Vízgazdálkodási funkció</i>
<i>Mikropórusok</i>	finom pórusok	<0,2	$>10^{3,17}$	kötött víz pórustere
<i>Mezopórusok</i>	közepes pórusok	0,2-10	$10^{3,17} - 30$	kapilláris pórustér
<i>Makropórusok</i>	közepesen nagy pórusok	10-50	30 - 6	kapilláris-gravitációs pórustér
	nagy pórusok	50-1000	6 - 0,3	
<i>Megapórusok és repedések</i>	igen nagy pórusok és repedések	>1000	<0,3	gravitációs pórustér

*tenzió

A szilárd fázis, az ún. aggregátumok és a szemcsék felületén az adhéziós erő a vízvisszatartásért, az aggregátumok és a szilárd fázisok közötti pórustérben a kapilláris erő a vízemelésért és víz visszatartásáért egyaránt felelős (STEFANOVITS et al. 1999). A kapilláris vízemelés magassága a Jurin- (JURIN 1718), ill Young- Laplace-egyenlettel (YOUNG 1805 és LAPLACE 1806) becsülhető. A talajnedvesség változás modellezése során a numerikus modellek a vadózus és a freatikus zónára azalábbi képleteket alkalmazzák az idő függvényében.

$$h_{cm} = \frac{0,3}{d} = \frac{0,15}{r} \quad (\text{eq. 1.})$$

, ahol h vízoszlop magassága a csőben [cm], d a kapilláris átmérője [cm], r pedig a kapilláris sugara [cm].

A Young-Laplace egyenlet az alábbi formában írható fel:

$$\Delta p = \frac{2\gamma \cdot \cos\alpha}{r} \quad (\text{eq. 2.})$$

, ahol a Δp a nyomásváltozás [Pa], γ a felületi feszültség, α a kontaktszög; r a kapilláris sugara [m]. A fenti két egyenlet analógiájára henger alakú kapillárisokban a vízemelés magassága a kapilláris vízemelési egyenlet segítségével számolható ki:

$$\rho \cdot g \cdot h = \frac{2\gamma \cdot \cos\alpha}{r} \rightarrow h = \frac{2\gamma \cdot \cos\alpha}{r \cdot \rho \cdot g} \quad (\text{eq. 3.})$$

, ahol h a folyadékoszlop magassága csőben [m], g gravitációs gyorsulás [9,81 m/s²]; α pedig a kontaktszög a víz és a szilárd felszín (talaj) között.

A maximális kapilláris vízemelés magasságának becslése csak megkötésekkel alkalmazható, mivel a talajban lévő pórusterek hálózata változatos átmérővel és eloszlással rendelkezik (LI et al. 2018), és a kapilláris átmérője sok esetben víztartalom és textúra függő is például a duzzadó-zsugorodó agyagásványok esetén (WARKETIN 1962).

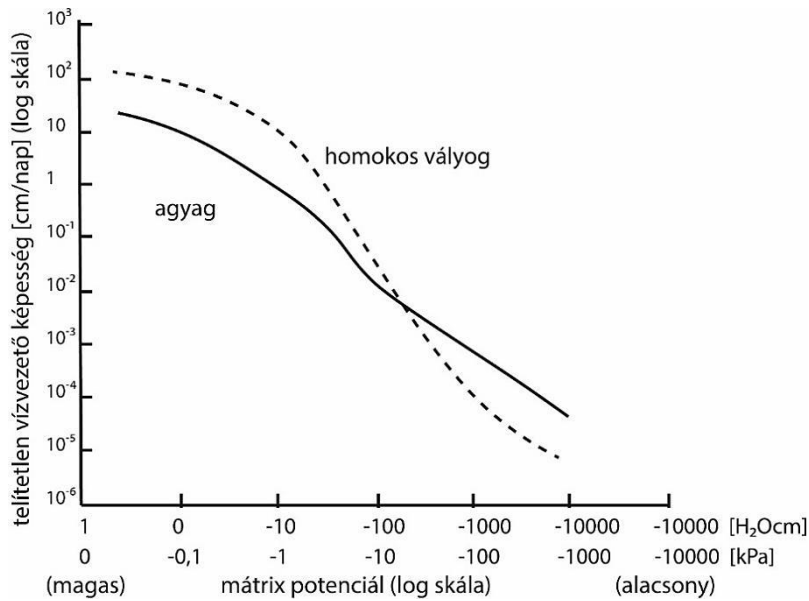
A növények számára elméletileg a pF 4,2 értékig (-1500 kPa) vehető fel víz, illetve talajnedvesség (2. táblázat). Ez azt jelenti, hogy így a 0,2 μm -es kapilláris átmérőig lehetséges vízfelvétel, ez feletti pF értéknél már nem férnek hozzá a növények a maradék nedvességhez (CRONEY és COLEMAN 1958), ezt a nedvességformát hívjuk reziduális vagy maradék nedvességnek (θ_r). A pF görbe nevezetes pontjai axiómákon alapulnak, minden növényt más-más hervadáspont jellemzi (SCHOFIELD 1935).

2. táblázat Pórusméret és a pF értéke közötti összefüggések (STEFANOVITS et al. 1999 alapján készítette NAGY GÁBOR)

nedvesség típusa	fizikai erőkkel kötött		kapilláris víz	szabad víz	
	erősen kötött	lazán kötött	póruszeglet víz	kapilláris-gravitációs	gravitációs
pórus méret		0,2 μm <	0,2-10 μm	10-50 μm	50 μm
pF értéke	6,1 pF <	4,2-6,1 pF	2,5-4,2 pF	1,7-2,5 pF	1,7 pF <

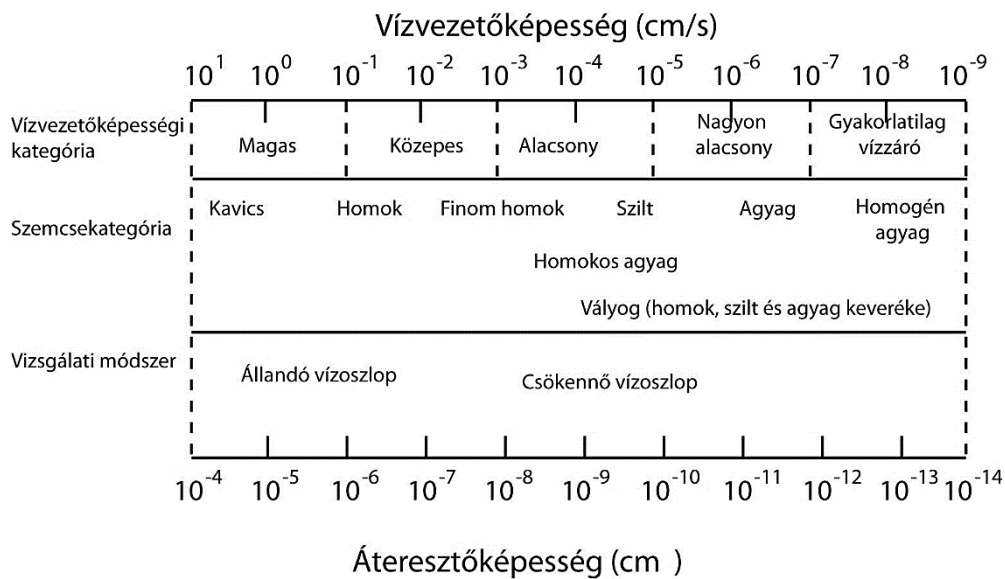
A talajoknál (eltekintve az ozmotikus szívóerőtől és a gravitációtól) a mátrixpotenciál térbeli különbsége idézi elő a vízmozgást (CARSEL és PARRISH 1988, KANDELOUS és ŠIMŮNEK 2010). Megállapítható adott tenzió érték mellett a vízmozgásban csak a vizet tartalmazó pórusok vesznek részt.

A telítetlen- vagy kapilláris vízemelő képesség, illetve a vízvezetőképesség tehát nedvességtartalom ($K(\theta)$) vagy nedvességpotenciál $K(\psi)$ függő folyamatok és nagymértékben függenek a talajtextúrától és a pórusméret eloszlástól (RAJKAI et al. 1996, GROSSMAN és REINSCH 2002, 7. ábra).



7. ábra A telítetlen vízvezető képesség változása a szívóerő (mátrix potenciál) függvényében agyag, valamint homoktalajok esetében (CZIGÁNY és PIRKHOFER 2006).

A telített vízvezető képesség (K_s) értéke természetesen mindig magasabb, mint a telítetlen vízvezető képességé. Értéke több nagyságrendbeli különbséget mutat a textúra hatására, 10^{-1} és 10^{-9} cm/s értékek között a durva homoktól a szinte vízzáró agyagok felé haladva (8. ábra). Ennek a különbségnek jelentős hatása van vízmozgásra és a nedvességdinamikára a többszörösen rétegzett talajok esetében, főleg az eltérő textúrájú rétegek határán.



8. ábra A telített vízvezető képesség és permeabilitás (áteresztőképesség) értékek a különböző talajtextúrák esetében (CZIGÁNY és PIRKHOFER 2006)

2.6. Hidrológiai modellek alkalmazhatósága a vadózus zóna hidrodinamikai folyamatainak jellemzésében

A numerikus hidrológiai modellek lehetőséget biztosítanak a vadózus zónában végbemenő talajnedvesség mozgás, illetve az oldott anyagtranszport jellemzésére. Az egyik legszélesebb körben használt modell, amely alkalmas a vadózus zóna folyamatainak modellezésére a J. Šimůnek, M. Sejna és M. Th. van Genuchten által fejlesztett HYDRUS (ŠIMŮNEK et al. 2008, 2016, 2018), melynek 1D, 2D és 3D változatai is elérhetők. A HYDRUS több-dimenziós változatai képesek figyelembe venni a talaj térbeli heterogenitását, a talaj fizikai tulajdonságainak nemlineáris jellegét, valamint a gyorsan változó peremfeltételeket, így sorozatos, egymást váltogató, csapadékos és aszályos periódusok folyamatos modellezésére is alkalmasak (LE BOURGEOIS et al. 2016). A numerikus modellekkel végzett szimulációk kulcsszerepet töltenek be a hidrológiai ciklus megértésében, a hőáramlás és a növények növekedését meghatározó faktorok meghatározásában (RAWAT et al. 2020). A talajnedvesség mozgását a vadózus zónában túlnyomórészt függőleges irányban, illetve számos alkalmazásban szimulálható egydimenziós áramlásként értelmezhetjük (ROMANO et al. 1998). Az egydimenziós modellek különböző peremfeltételekkel végzett futtatásával a meteorológiai feltételek, a növényi jellemzők, a talaj tulajdonságai, a vízvezetési feltételek vízszintes változékonysága és a regionális víz- és egyensúlyi eloszlása meghatározhatók (BRESLER és DAGAN 1983, HOPMANS és STRICKER 1989, PETERS-LIDARD et al. 1997, PETROPOLUS et al. 2009)

A modellekről általánosságban elmondható, hogy elméleti egyszerűsítéseket tartalmaznak, amelyek következményeként csak peremfeltételek együttes érvényesülésekor adhat pontos eredményt (ZARADNY 1979, ÁCS et al. 2005, CHANZY et al. 2008; URSULINO et al. 2019). A vadózus zóna folyamatait leíró elméleti peremfeltételek közül talán az alábbi öt a legfontosabb:

- (i) Nincs, vagy jelentéktelen a vízvezetés, ha reziduális tartományban van a nedvesség tartalom,
- (ii) Telítetlen vezetőképesség értéke kisebb, mint a telített vízvezető képességé,
- (iii) A pórusok a modellezés során azonos méretűek maradnak és az átmérőjük nem változik a víztartalom függvényében,

- (iv) A vízvezetésben csak mezo- és makropórusok vehetnek részt, a mikropórusokban nincs vízmozgás,
- (v) A modellek feltételezik, hogy a tenzió különbség csak a mátrix pontenciálból származhat és a talajfelszínhez közel a reziduális (holt)víz tartalomnál (θ_r) nincs vízáramlás.

Ezek a modellek nem képesek olyan környezeti körülmények modellezésére, amelyeknél a θ kisebb, mint θ_r , pl. a homoktalajok kiszáradása esetén, ahol a kezdeti víztartalom kisebb lehet, mint a reziduális nedvességtartalom ($\theta_i < \theta_r$). Következésképpen ezek a folyamatok nem modellezhetők helyesen, ha állandó reziduális nedvességtartalmú modelleket alkalmazunk.

A folyóvízi-ártéri ökoszisztémákra és a természetes társulásaikra jelentős hatást gyakorol a területhasználat módja, a szennyező anyagok általi terhelés és a természeti erőforrások korlátlan kiaknázása (EURÓPAI PARLAMENT 2008, HULISZ et al. 2015, KARASIEWICZ et al. 2017). Habár a víztöbblet és vízhiány jelentősen változhat mind térben, mind időben, gyakran a veszélyeztetett területeket egyaránt érinti mindkettő szélsőség, s a területek érzékenysége függ az ártéri talajok típusától és a vízfolyásoktól mért távolságuktól (LIEB és SULZER 2018). A Dráva folyó bevágódása miatt az utóbbi időben jelentős mértékű az átlagos középvízszint (KÖV) csökkenése (BURIÁN et al. 2019). Ez ahhoz vezetett, hogy a talajvíztükör is 1,5–2,5 méterrel lejjebb süllyedt a környező ártéren, ami a vízhiány növekedését eredményezi a vadózus zónában (LÓCZY et al. 2017, LÓCZY 2019b).

A felszíni víz a modellekben a beszivárgás, a kapillaris vízemelés, a talaj nedvességtartalma és a talajvíz áramlása által összekapcsolt egységes rendszer kritikus alkotóeleme (RAJKAI et al. 2015, ARKHANGELSKAYA et al. 2016, MOHAWESH et al. 2017). Az elmúlt évtizedek jelentős előrelépései ellenére a vadózus zónában lejátszódó hidrodinamikai folyamatok ritkán jelennek meg az ökoszisztéma-szolgáltatások között (VERECKEN et al. 2016, MAMEDOV et al. 2017).

A talaj nedvességtartalmának és nedvességszolgáltató képességének térbeli időbeli változékonysága több környezeti paramétertől függ. Ilyen tényezők közé tartozik a topográfia, a folyóvízi üledékek rétegződése (SLOWIK et al. 2018), a talaj textúrája, a földhasználat, a talajvíztükör mélysége, a porozitás és a gyökérsűrűség. Ezen paraméterek térbeli mintázatának azonosítása és részletes feltérképezése távérzékelési

eszközökkel vagy nagy felbontású térbeli modellezéssel lehetséges. Habár a Dráva ártér látszólag sík, a talaj fizikai tulajdonságait a mikrotopográfia szabályozza, mikrogerincek és a közöttük elhelyezkedő mélyedések és vályuk változatos mintázatával (angolul: *ridge-and-swale topography*, pl.: GIBLIG és RUST 2009; 9. ábra).



9. ábra Változatos mintázatú morfológiai egységek Dravasztára térségében (forrás: Google Maps)

A pF görbék reprodukálása, numerikus modellezése (VÁRALLYAY és RAJKAI 1987), pedotranszfer függvények (RAJKAI és KABOS 1999, MAKÓ et al. 2010, TÓTH et al. 2015, KARUP et al. 2016) és numerikus modellek, pl. RETC (VAN GENUCHTEN et al. 1991) segítségével lehetséges. Számos megközelítés, egyenlet létezik a pF-görbék reprodukálására (MINASNY és FIELD 2005), mint pl. van Genuchten-Mualem, Brooks-Corey, log-normál leoslás, van Genuchten, dual porosity model, stb.

Részletes leírást találhatunk ezekről az egyenletekről a HYDRUS műszaki leírásában (ŠIMŮNEK et al. 2008, 2009, 2016, RADCLIFFE és ŠIMŮNEK 2010).

A modell felépítése és térbeli kiterjesztése során elengedhetelen, hogy a kompromisszumokat kössünk a már meglévő és a beszerezhető adatok térbeli és időbeli felbontásában (JIANGBO et al. 2018). A modell minden esetben a valóság egyszerűsített

leképezése, így a kiterjesztése csak feltételesen kivitelezhető (DURLLOFSKY 2005), ezért a legegyszerűbb geometria modellel érdemes első lépésben a mintaterület leképezni (GERRITSEN és DURLLOFSKY 2005). A HYDRUS-1D szoftvert használtam a hidrológiai és a talajnedvesség dinamikájának a modellezhetőségének vizsgálatára Cún (Cún-Szaporcai holtág és a Dráva), Okor (Csányoszló térsége, az Okor – Fekete-víz összefolyási területe) és Korcsina (Korcsina csatorna és a Lakócsai morotvák) minta területeken a hazai Dráva-síkon.

Az eredmények kiterjeszhetőségének modellezéséhez, az eredmények felskálázáshoz különböző interpolációs módszert alkalmaztam, mint a Thiessen poligont (THIESSEN 1911) és a geostatistikát is figyelembe vevő Krigingelés (KRIGE 1962) módszerét. A dolgozatom célja vizsgálni révén az aszályérzékenységének talajtani és földrajzi-térinformatikai alapú felmérése, prognosztizálása volt.

3. Célkitűzés

Az ártéri talajok texturálisan (vertikálisan és horizontálisan is) nagyon heterogének, ezért mind a nedvességdinamikát, mind pedig a gazdasági használhatóságukat tekintve mozaikosak. A hidrológiai modellek kiváló eszközei lehetnek e térbeli mintázat feltárásának. A téma összetett és interdiszciplináris jellege következtében a jelen értekezés a telítetlen zóna vízforgalmára szorítkozik. A disszertáció tárgya, illetve fő célja a Dráva-síkon található három mintaterület talajnedvesség-dinamikájának feltárása, modellezhetőségének vizsgálata és az eredmények térbeli kiterjesztése a természetvédelem, fenntarthatóság, revitalizáció, erdő- és mezőgazdaság szükségleteinek és céljainak figyelembevételével.

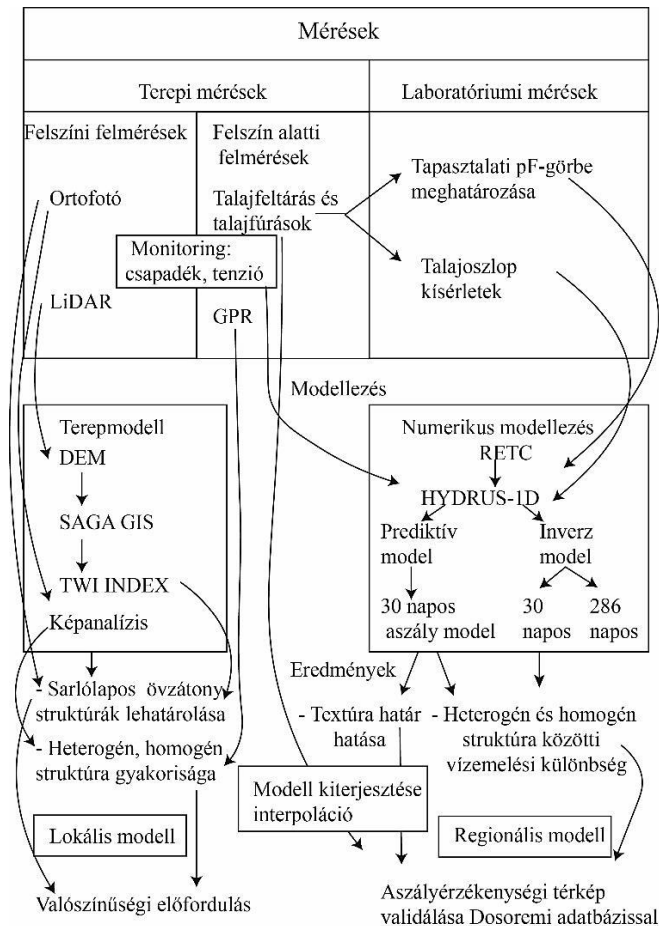
Talajtani szempontból a vizsgálatok célja elsősorban az volt, hogy megállapítsam a talaj vízvisszatartó és vízszolgáltató képességének térbeli eloszlását. Kiemelt célom a növények számára ideális nedvességállapot térbeli eloszlásának meghatározása, illetve az aszályveszélyeztetett területek lehatárolása. Ennek a területi mintázatnak az ismerete elengedhetetlen az ökológiai sokféleség megőrzéséhez, illetve az erdő- és mezőgazdaság fenntarthatóságához. A specifikus célkitűzéseim az alábbiak voltak:

- I. Topographic Wetness Index (TWI) alapján a sarlólapos területek lehatárolása, a lehatárolt területek összevetése ortofotón lehatárolt mintaterületekkel. Drávai mintaterület összehasonlítása;
- II. A kiválasztott mintaterületekről származó pontszerű fúrásmintán alapuló talajoszlop kapilláris vízemelési tulajdonságainak laboratóriumi meghatározása;
- III. A laboratórium talajoszlopok nedvességdinamikájának modellezése numerikus talajnedvesség modell segítségével eltérő scenáriókra a kezdeti talajvízszint tükör mélységek alapján; Alapfelvetésem szerint, Dráva hidromorfológiai modellem szerint a homogén struktúrák alkotják a sarlólapos- övzátony struktúrák külső, a vízfolyásoktól távoli részét, míg heterogén, rétegzett talajsorozatokat a belső részét. A méréseim a vízemelő képesség meghatározását szolgálták aszályos periódusokat modellezve, amikor a vízutánpótlás csak a talajvíztükör felől lehetséges.
- IV. A pontszerű talajmintákon elvégzett laboratóriumi és modellkísérletek eredményeinek kiterjesztése a mintaterületekre GPR felvételek alapján;

- V. Az eltérő vízellátottsági területek lehatárolása, a vízellátottsági kategóriák meghatározása a mintaterületeken és térbeli kiterjesztése (*upscaling*);

4. Eszközök és módszerek

A jelen disszertáció vizsgálatok széles spektrumát fogja át, beleértve a terepi monitoringot és vizsgálatokat, laboratóriumi méréseket és természetesen nagy mennyiségű számítógépes modellezést, modellfuttatást. A 10. ábra szemlélteti a módszerek vázlatát, időrendi sorrendjét és a kutatás, illetve a doktori tanulmányaim során elvégzett és végrehajtott főbb munkafázisokat.

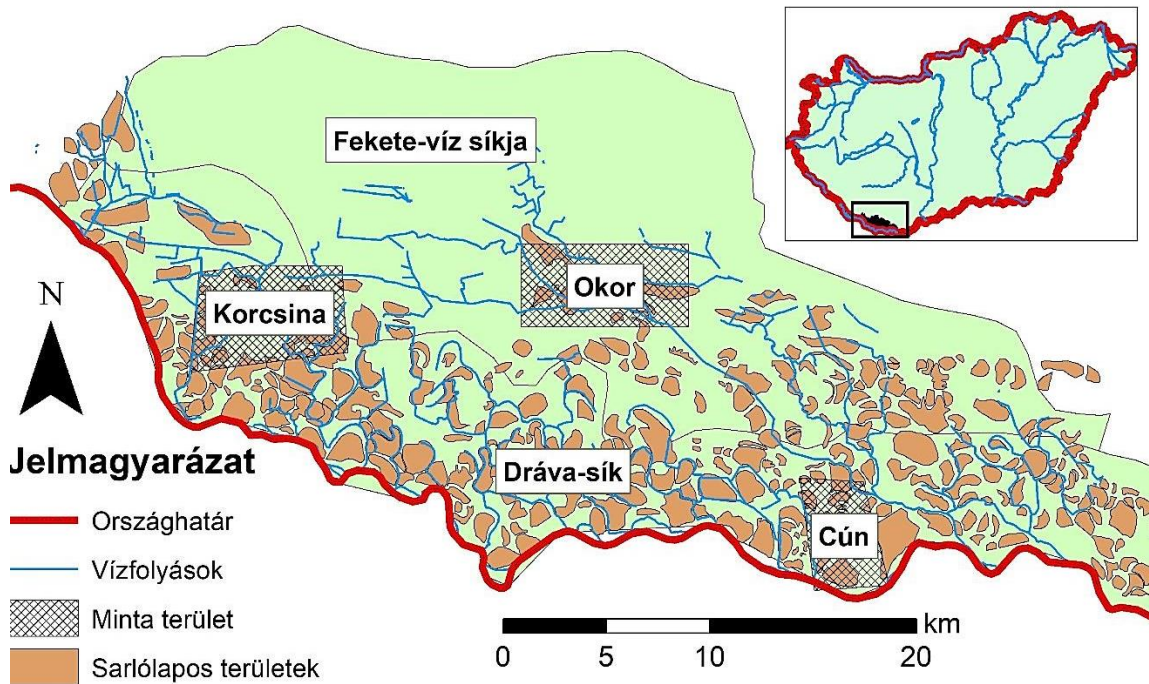


10. ábra Az aszályérzékeny területek meghatározásának menete a jelen dolgozatban (saját szerkesztés)

4.1. A vizsgálati terület bemutatása

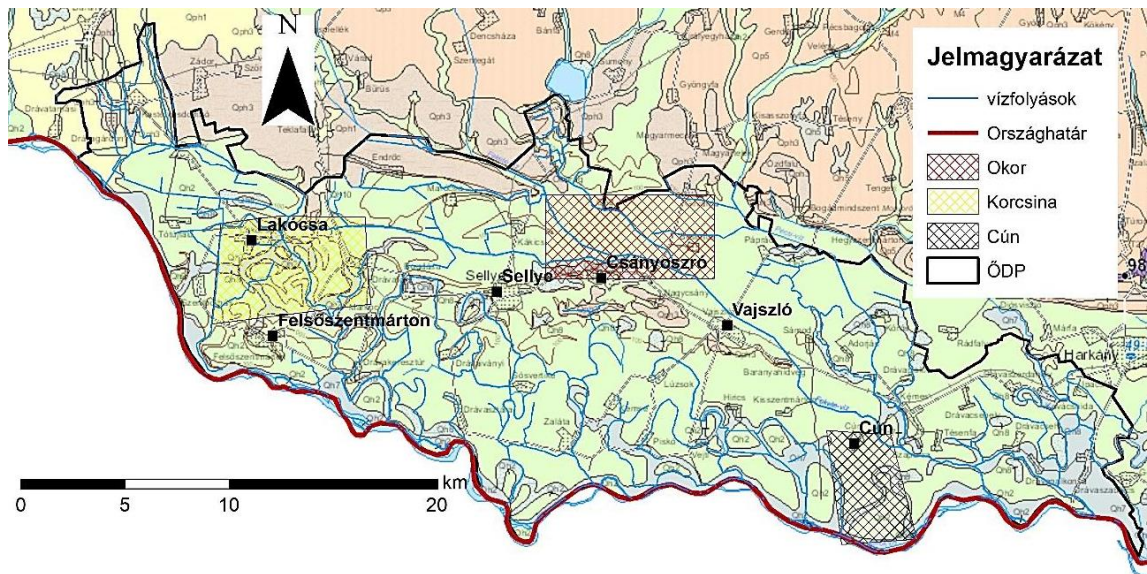
A vizsgálati terület az Ős-Dráva program (HYDROTERV 2015.) működési területe, amely 553,5 km²-en terül el a Dráva menti síkságon, Somogy és Baranya megye területén s lényegében a Dráva hazai árterének középső és keleti részét fedi le (11. ábra). A Dráva-sík kistáj teljes területe 1141 km², az Alföld nagytájhoz és a Drávamenti-síkság középtájhoz tartozik. Északon a Dél-Baranyai-dombság és a Fekete-víz síkja, délen az országhatár, keleten a Nagynyárád-Harkányi-sík, nyugaton pedig a

Közép- Dráva-völgy és a Belső-Somogy kistájak határolják (11. ábra). A terület feltöltődése a késő-miocénben kezdődött a Kárpátok és az Alpok területéről érkező folyók hordalékjainak fokozatos lerakásával, ami a pliocén, pleisztocén és holocén időszakokban is folytatódott és ma is tart (12. ábra, BUDAI és KONRÁD 2011).



11. ábra A mintaterületek elhelyezkedése a Dráva-síkon (saját szerkesztés)

A tengerszint feletti magassága nyugaton 128 m, erről a magasságról 84 méterig csökken délkeleti irányban. A vizsgálati területet nedves kontinentális éghajlat jellemzi, azonban változatos klimatikus hatások érvényesülhetnek itt, pl. kontinentális, mediterrán, vagy óceáni légtömegek érkehetnek ide (LÓCZY 2019b). Az éves középhőmérséklet 12 °C körül, jelentősebb pozitív irányú kilengésekkel az utóbbi években (mind. 2018, mind 2019 rekordot hozott az éves átlaghőmérsékletek tekintetében). Az éves közepes hőingás 21-22 °C, az éves csapadék mennyisége 600-800 mm évente átlagosan (Szentlőrinc 685 mm, Kémes 727 mm, Királyegyháza 685 mm, Drávasztára 702 mm, Drávaszabolcs 643 mm), ezzel a legcsapadékosabb alföldi területünk.



12. ábra Negyedidőszaki üledékek elhelyezkedése a Dráva-menti síkság területén (a folyami üledékek zöld színnel, a felhalmozódott agyagos tavi üledékek pedig szürke színnel jelöltek, Ős-Dráva Program területe (ÖDP) Budai T., Gyalog L. 2010: Magyarország földtani atlasza országjáróknak, 1:200 000. alapján (szerkesztette: NAGY GÁBOR).

4.1.1 A részletesen vizsgált három mintaterület lehatárolása

Részletes hidrometeorológiai, talajtani és nedvességdinamikai vizsgálatokra három mintaterületet választottam ki a tágabb vizsgálati területen, név szerint az Okor, Korcsina és Cún mintaterületeket (13. ábra). E három mintaterület kiválasztása azzal indokolható, hogy az Ős-Dráva program keretében a három mintaterületen víztározó építését és vízvisszatartást célzó projektek keretében revitalizációs tevékenységeket, valamint víz visszapótlást terveztek, illetve terveznek a Dél-Dunántúli Vízügyi Igazgatóság (DDVIZIG) mérnökei (UMVP 2013, DDNP 2013, CSER 2016). A munka kivitelezésével az AQUAProfit Zrt.-t bízták meg.

A három mintaterület lehatárolását az alábbi hidromorfológiai és felszínhasználati szempontok figyelembevételével végeztem:

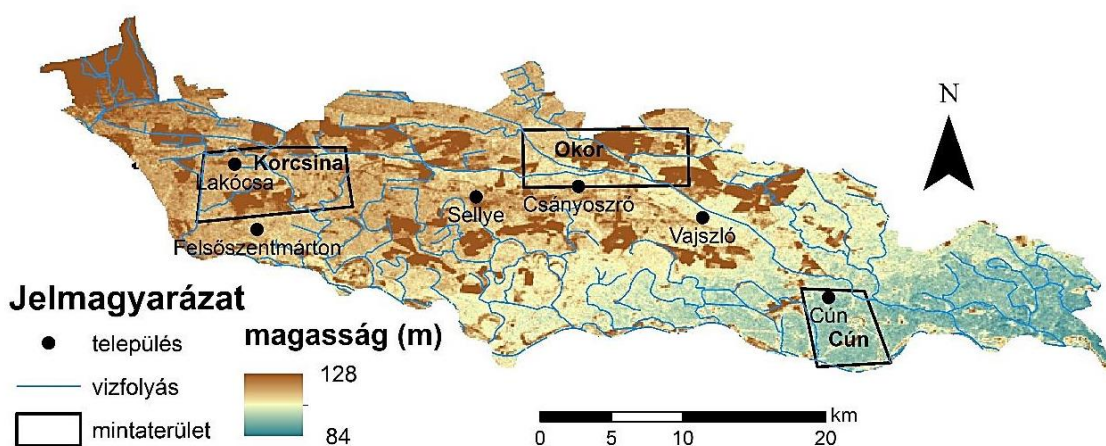
- (i) Olyan sarlólapos mintaterületeket választottam ki a Dráva-síkon, az Ős-Dráva Program területén, amelyek ma is víztest közeli elhelyezkedésűek (holtág vagy vízfolyás), vagy azoktól legfeljebb 1-2 km távolságban találhatóak;
- (ii) A sarlólapos területek morfológiája ortofotón is jól elkülöníthető legyen, ne csak terepi talajfeltárással vagy fúrással;

- (iii) A területek valamilyen hasznosítás alatt álljanak, lehetőleg ne csak erdő borítsa teljes felszínüket.

A talajvízszint adatokat, illetve azok időbeli változását 38 (ebből 13 darab DDVIZIG monitoring kút, amely legalább 2005 óta üzemel) talajvíz-monitoring kút regisztrált adataiból gyűjtöttem ki. A mérőkutakból a három mintaterület esetében mindössze 2-5 db volt (13. ábra), így, a pontosabb interpoláció érdekében, kiegészítettem a talajtani adatbázisban (Mecsekerdő Zrt.-től kapott talajfúrásadatok, leírást lásd később) szereplő 122 db talajvíztükör mélységet tartalmazó adattal.

Az első részletesen vizsgált terület a Cún-Szaporcai holtág térségében helyezkedik el, ahol a víz visszapótlási kísérlet megtörtént (CSER 2016). A Cún-Szaporcai mintaterület 1760,51 hektáron terül el, északon a Fekete-víz, nyugaton a Kísszentmártoni-árok, délen a Dráva folyik keresztül. Északon és északkeleten a Korcsina-főcsatorna, nyugaton a Siópusztai-árok és mellékvízfolyásai folynak keresztül a területen.

Az Okor mintaterületet északnyugat-délkeleti irányban az Okor-csatorna, a Denci-árok és a Körcsönye-csatorna keresztezi, amelyek a Fekete-vízbe torkolnak. Az Okor a mintaterület kiterjedése 3238,41 ha, a Korcsinai mintaterület pedig 3343,83 ha kiterjedésű. A két utóbbi vízfolyás közvetlen környezete azonban még víz visszapótlás előtt áll (Nemzeti Vízstratégia - Kvassay Jenő Terv 2017).



13. ábra A három mintaterület elhelyezkedése (SRTM 30 DEM-ből szerkesztette: NAGY GÁBOR)

4.1.2. Terepi talajnedvesség és tenzió monitoring

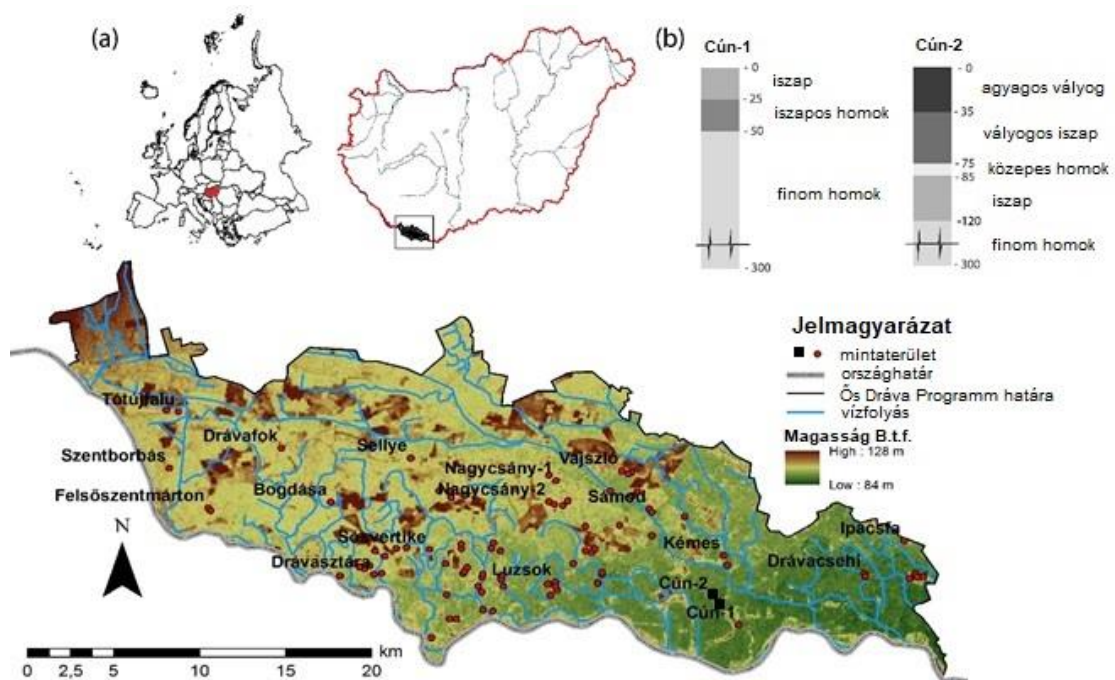
A terület hidrometeorológiai monitoringja érdekében két mérőállomást telepítettünk 2013. július 25.-én és augusztus 8.-án (Cún-1 és Cún-2, ebben a sorrendben, 14. ábra). Mindkét állomás rendelkezett egy-egy infiltrométerrel (Decagon Drain Gauge G2 Passive Capillary Lysimeter, Decagon Devices Inc., jelenleg Meter Group, Pullman, Washington állam, Egyesült Államok), két tenziométerrel (Decagon MPS-2) és két TDR (Time Domain Reflectometer) rendszerű talajnedvesség szenzorral (Decagon 5TM). A térfogati talajnedvesség és tenzió szenzorokat 25 és 70 cm-es mélységekben helyeztük el. A függőleges irányú talajnedvességmozgást a 70 és 25 cm mélységben mért tenzióértékek különbségeként számoltam ki ($h_{70\text{ cm}} - h_{25\text{ cm}}$). Ennek megfelelően a negatív értékek beszivárgást, a pozitív értékek pedig kapilláris vízemelést jelentenek. A 10 perces csapadékösszeget és csapadékintenzitást ECRN-100 típusú billenőedényes csapadékmérővel (0,2 mm felbontás) mértük Szaporca településen, mintegy 2 km távolságban mindkét mérőhelytől. Az adatgyűjtést Decagon EM50 adatgyűjtővel végeztük 30 perces időközönként a felszín alatti mérések esetében, míg 10 percenként a csapadékadatok gyűjtésekor. A mérési kampányt 2014. június 4.-én fejeztük be. A mérési sorozatot műszaki hiba szakította meg 2014 áprilisában a 25 cm-es talajnedvesség-szenzor meghibásodása következtében. A talajvíztükör mélységét 5 cm átmérőjű PVC-csőben végeztük Dataqua LB 601 nyomásszenzorokkal (Dataqua Kft. Balatonalmádi, Magyarország).



14. ábra Decagon MPS-2 szenzorok telepítése Cún-1 és Cún-2 talajfizikai monitoringállomásokon (saját felvétel)

4.1.3. A terület aszályérzékenységének vizsgálata

A terület talajaira jellemző fizikai paraméterek jellemzésére a Mecsekerdő Zrt. biztosított számomra talajfúrési adatokat (15. ábra), illetve két talajszelvényt ástunk ki Cún település környezetében (Cún-1 és Cún-2). A talajtextúra adatok három mélységből, 0-20, 20-60 és 60-120 cm-ről származtak. A Mecsekerdő Zrt.-től kapott, valamint a saját fúrásaink és szelvényeink alapján 169 fúrás adatait használtam fel a vizsgálataim során. A két, Cún település mellett kiásott szelvény jellemző szintjének (rétegeinek) közepéből talajmintákat vételeztünk, a minták szemcseméret eloszlását, vízvezető képességét és térfogattömegét pedig a PTE TTK Földrajzi és Földtudományi Intézetének Talajtani Laboratóriumában határoztuk meg. A minták szervesanyag és mésztartalmát előzetes kezeléssel (H_2O_2 és HCl) eltávolítottuk, majd a minták szemcse-eloszlását Malvern MasterSizer 3000 HS (Malvern Ltd., Malvern, Anglia, Egyesült Királyság) lézeres szemcseanalizátorral határoztuk meg. A telített vízvezetőképességet az állandó magasságú vízoszlop módszerrel határoztuk meg.



15. ábra A Mecsekerdő Zrt. által biztosított fúrások és talajfeltárások helyszínei, illetve a Cún-1 és Cún-2 talajszelvények elhelyezkedése (saját szerkesztés)

4.1.4 A Dráva-folyó vízrajzi jellemzői

A Dráva közepes esése északnyugattól délkelet felé csökken. A folyó magyarországi szakaszán alsó szakaszjellegűt ölt. Míg Órtilos térségében 40-50 cm/km, addig Barcs

térségében 20-25 cm/km, Drávaszabolcs térségében már csak 10-15 cm/km esés jellemzi a medret. Az áramlási középsebességek követik a folyó esésének csökkenését, így Órtilosnál 1,8 - 2,2 m/s, Barcsnál 0,8 - 1,5 m/s, Drávaszabolcsnál 0,8 - 1,2 m/s átlagos áramlási sebességek jellemzőek (HORVÁTH 2002, BURIÁN et al. 2019).

3. táblázat Drávára jellemző kis- (KQ), közép- (KÖQ) és nagy vízhozamok (NQ) m³/s (DDVIZIG 2000-2018 mérési időszak) (saját szerkesztés)

	Jellemző vízhozamok (m ³ /s)		
	KQ	KÖQ	NQ
Barcs	190	496	1433
Drávaszabolcs	220	525	1365

4.1.5. Felszíni felmérések

A Light Detection and Ranging (LiDAR) felvételezést az Envirosense Kft. az Aquapofit Zrt. és Mecsekerdő Zrt megbízásából végezte. Az LEICA ALS70-HP rendszer egy kifejezetten nagy magasságból és nagy pontossággal végrehajtott terepi felmérésekhez kifejlesztett légi lézerszkennelős, amellyel akár 3500 m terep feletti (AGL) magasságból is végrehajtható az adatgyűjtés, amelynek a szkennelés látószöge: legalább 75 fokig terjed. A nagy pontsűrűséggel történő szkennelésen túl a rendszer képes a lézerpulzusok teljes jelalakjának rögzítésére is (4. táblázat). A légi lézerszkenneléssel és digitális mérőkamerás felméréssel érintett területek kiterjedése összesen 152,4 km² volt.

4. táblázat A LiDAR felmérés paraméterei LEICA ALS70-HP (saját szerkesztés)

<i>Mérési paraméter</i>	<i>Mért mennyiség</i>
Min. pontsűrűség	18 pont/m ²
Átlagos pont távolság	0,3 m
Sávok közötti min. átfedés	51%
várható vertikális pontosság (LIDAR)	0,08 m
FOV	minimum 25°

A Ground Penetrating Radar (GPR) felmérést Dr. Sipos György és munkatársai végezték a Szegedi Tudományegyetemről. A GPR SSI gyártmányú georadar volt SIR 3000 típusú központi egységgel (GSSI-SIR-3000-Manual), a 270 MHz-es antennával végeztük a felmérést Okor- Feketevíz és Cún mintaterületeken (5. táblázat). A GPR

felmérés helyszínének kijelölésére az orthofotók alapján lehatárolt sarlólapos – övzátony területek szolgálták. A felmérést keresztshelvények mentén, a feltételezett sarlólapos egységeken vettük fel 200 m távolságban. A felmért szelvények hossza a cúni mintaterületen átlagosan 500 m, az Okor – Fekete-víz mintaterületen pedig 100 méter volt.

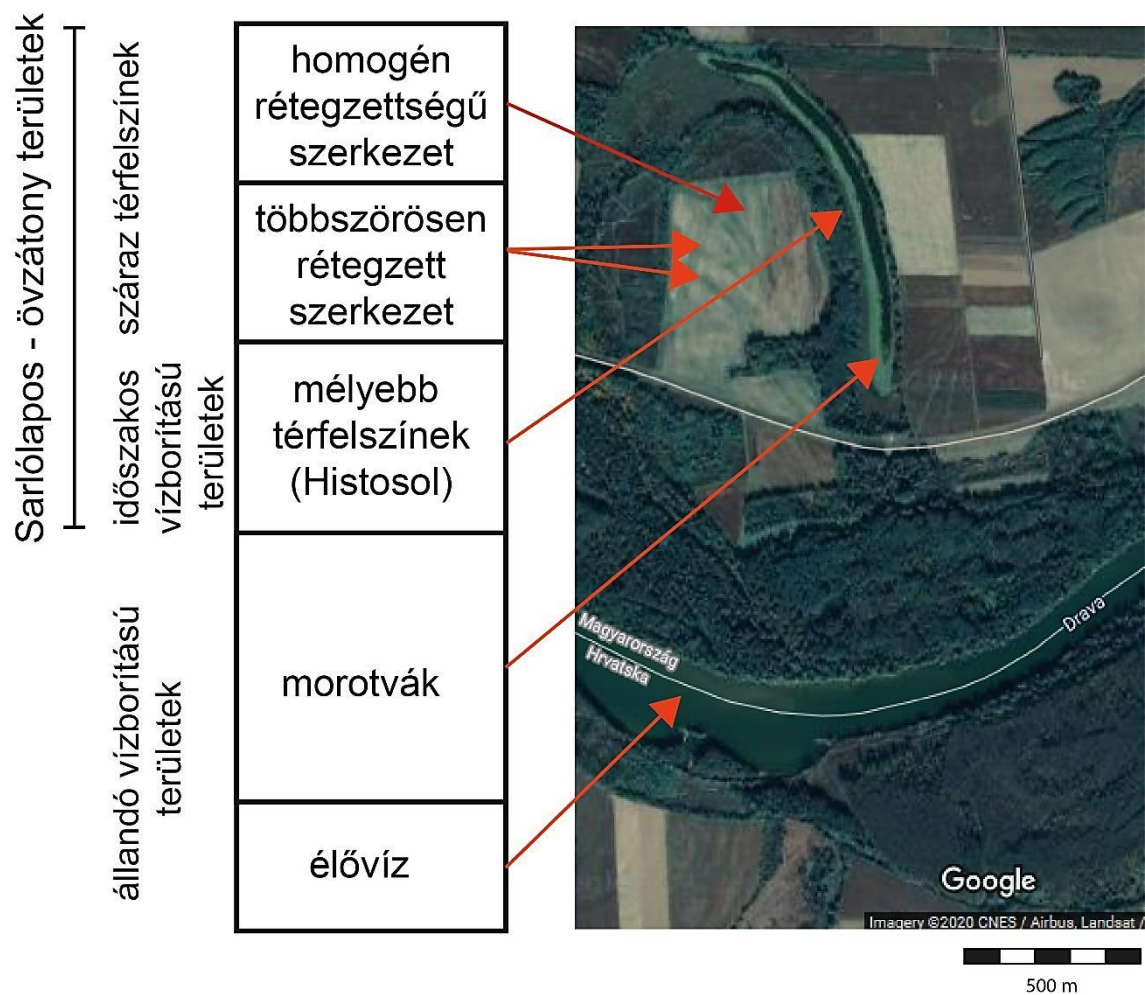
5. táblázat A GPR felmérés paraméterei, GSSI SIR 3000 készülék esetében, 270 MHz antennával szerelve (saját szerksztés)

<i>Mérési paraméter</i>	<i>Mért mennyiség</i>
Lehatolási mélység	4 m
Tartomány	75 ns
Minta/szkennelés	512
Felbontás	16 bit,
Jel erősítés mértéke	3x,
Függőleges magasáteresztő szűrő	75 MHz
Függőleges aluláteresztő szűrő	700MHz,
Beolvasás másodpercenként	120
Átviteli sebesség	100 KHz.

4.2. A Topographic Wetness Index meghatározása

A tervezett modellezéshez elengedhetetlen volt a hidromorfológiai szempontból jelentős hidrológiai egységek lehatárolása. Ezek a hidrológiai egységek élővizeket, morotvákat és sarlólapos területeket foglalnak magukba (DEZSŐ et al. 2018, 16. ábra). A jelen dolgozat nem a hidrológiai egységek egészének, hanem csak az ezeken belül elhelyezkedő sarlólapos területek elemzését tűzte ki célul. A sarlólapos területek térbeli lehatárolását a terület ortofotója (2005) és a 2018-as Sentinel-2 felvételek alapján végeztem el. A lehatárolás során a mezőgazdasági területeknél nem jelentett különbséget a műholdfelvételek készítési dátuma, azonban az erdővel borított területek rejtve maradtak a vegetációs időszak során. A területek TWI értékeinek a kiszámítására a Hamburgi Egyetem Természetföldrajzi tanszéke által fejlesztett System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA GIS) 7.2.0 verziójú szabad forráskódú programját alkalmaztam (CONRAD et al. 2015), amely morfológiai alapon meghatározza a nedvesebb, illetve szárazabb térfelszínek elhelyezkedését (BÖHNER et al. 2006).

A leválogatott területek, előzetes hipotézisem és terepi megfigyelések alapján, magasabb talajnedvesség tartalommal rendelkeznek, mint a közvetlen környezetük. A SAGA GIS a beolvasott domborzat alapján kiszámította a területek pixelenkénti TWI értékét. A Dráva-síkra végzett számítás esetén a SRTM 30-as DEM volt a számolás alapja, amelynek eredményét ArcGIS 10.4 szoftverkörnyezetben újraosztályoztam és meghatároztam a TWI értékeket az előző lépésben leválogatott sarlólapos területekre a *Zonal Statistic* függvény segítségével.



16. ábra Példa a Dráva-sík hidromorfológiai felépítésére a folyótól az ártér magasabb részei felé haladva (saját szerkesztés)

A Topographic Wetness Index (TWI) a potenciálisan nedves területek kijelölésére és a lefolyó felszíni vizek összegyülekezési helyeinek feltárására

alkalmazható eljárás, (BEVEN és KIRKBY 1979). A TWI csak a vízgyűjtő területet és a lejtőszöget figyelembe, mint bemenő térbeli paramétert:

$$TWI = \ln(a / \tan \beta) \quad (eq. 4)$$

, ahol a megfigyelési pont feletti vízgyűjtő és β lejtőszög fokban kifejezve. A TWI értéke 0 - 30 között változhat, mértékegysége nincs. A 0 közeli értékek a száraz, míg a 20 közeli és az ezt meghaladó értékek a nedves területeket jelzik.

Az index speciális változata a Soil Topographic Wetness Index (STWI), amelyet Beven publikált 1986-ban (BEVEN 1986, eq. 5).

$$TWI = \ln(a / T \cdot \tan \beta) \quad eq. 5$$

, ahol a a megfigyelési pont feletti vízgyűjtő területe és β lejtőszög fokban kifejezve; T a talaj tranzmisszivitása (telített talaj esetén), mértékegysége [m^2/h].

A lejtőszög kétféle módon számítható a lejtő alakjának figyelembevételével (HJERDT et al. 2004), tan β -ként a lejtő meredekségeként vagy $\tan \alpha_d = d/L_d$. A két lejtőszög számítási mód közötti összefüggés pedig felírható az alábbi egyenlettel:

$$\lim_{d \rightarrow 0} \tan \alpha_d = \tan \beta \quad eq. 6$$

A hidrológiai változók becslésére a DEM-ből (Digital elevation Modell, domborzatmodell) számított tan β a megfelelő módszer, míg a $\tan \alpha_d = d/L_d$ a fajgazdaság és a pH becslésre alkalmas módszer (SØRENSEN et al. 2006).

4.3. A pF görbék felvétele laboratóriumi körülmények között

A mintaterületeken előforduló fizikai talajtípusok vízvezetési és vízvisszatartási viszonyainak meghatározásához elkészítettük az egyes fizikai talajtípusok pF-görbéit a *van Genuchten egyenlet* paramétereinek meghatározása végett. A pF-görbék létrehozásához 9 fizikai textúrcsoportot (fizikai talajtípust) különítettem el. Meghatároztam a minták porozitását (ϵ) a térfogattömeg és a specifikus sűrűség ismeretében, a porozitást pedig egyenlőnek feltételeztem a térfogati alapú telített nedvességtartalommal (θ_s). A mintákat teljes víztelítettségig, $0,5 \text{ m}^3/\text{m}^3$ térfogati talajnedvességig telítettem vízzel. A talajmintákat Vér-féle mintavevő csövekben vízzel telítettem, majd megmértem a tömegüket és $50 \text{ }^\circ\text{C}$ -on temperált homokágyra helyeztem. Időközönként a minta vízvesztését tömegméréssel ellenőriztem (a mérésorozat elején 3 óránként, később ritkábban, a végén pedig naponta egyszer), illetve mértem a tenziócsökkenést (CZIGÁNY és PIRKHOFFER 2006). A nedvességdinamikai modellhez

szükséges telített vízvezető képességeket állandó magasságú vízoszlop kísérlettel határoztuk meg.

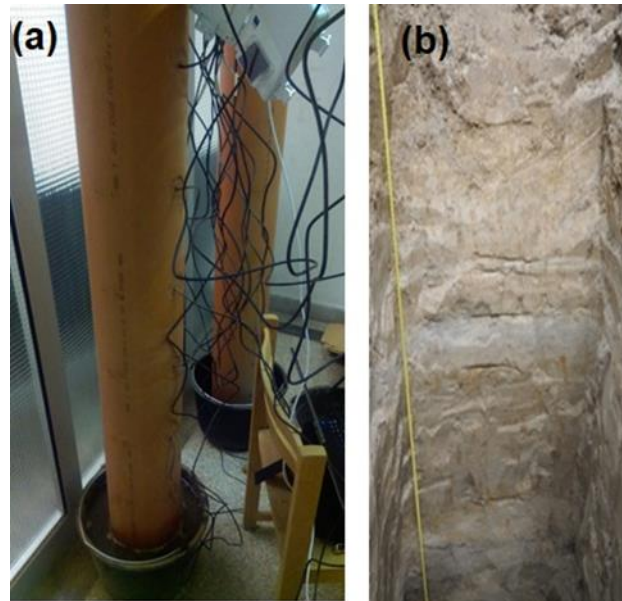
4.4. Laboratóriumi talajoszlop kísérletek

A kapilláris vízemelés meghatározására 30 napos talajoszlop kísérleteket végeztem 2019. július 18. és augusztus 17. között 4 talajoszlop felhasználásával (3 homogén töltettel, a negyedik heterogén textúrával). A három homogén töltetű oszlop esetében homok, vályog és agyagos vályog textúrájú bolygatott, légszáraz talajtölteteket használtam.

A 220 mm átmérőjű és 220 cm hosszú PVC csöveket, 200 cm bolygatott talajmintával töltöttem meg a homogén oszlopok esetében, míg a heterogén esetében 150 cm-ig töltöttem meg az oszlopokat. A tömörítést 200 N erővel 20 cm-enként végeztem el. A PVC csövek alját 20 literes vödrökbe helyeztem. A vödröket a peremükig megtöltöttem vízzel és a kísérlet során rendszeresen utánatöltöttem, folyamatosan azonos szinten tartottam (17. ábra). A talajoszlopok mértani közepébe 5 mm átmérőjű lyukpárokat fúrtam, amibe a Spectrum FieldScout TDR-300-as szenzor 20 cm-es (Spectrum Technologies Inc., Aurora, Illinois állam, Egyesült Államok) szenzorok elektródáit, illetve a kapcsolódó műszert helyeztem. A méréseket naponta háromszor végeztem 30 napon keresztül (17. ábra). A kapilláris vízemelés mértékét 30 napon keresztül vizsgáltam 40 cm, 60 cm, 80 cm, 100 cm, 120 cm, 140 cm magasságokban 5 perces adatgyűjtéssel. A mérési eredményeket az inverz numerikus modellfuttatások validálására használtam.

Mivel a terepi fúrások alapján a talajvíztükör közvetlen környezetében általában homok textúrájú üledékeket találtunk, ezért a heterogén talajoszlop aljára homokot helyeztünk, majd felette felváltva vályog és homok textúrájú üledékeket tartalmazó rétegek kerültek 20 cm-es vastagságban (6. táblázat). A heterogén, többszörösen rétegzett talajoszlop kísérletet a mintaterületeken a két leggyakrabban előforduló textúrával, homokkal és vályoggal modelleztem. A talajoszlopokban a többszörös rétegzettséget úgy állítottam össze, hogy alulra 30 cm homokot raktam, ezt 20 cm vályog követte, amelyet 20 cm vastag homokréteg fedett. A vályog és homok váltakozását kétszer ismételve összesen 150 cm magas üledékoszlopot készítettem. A többszörös rétegzettséggel a különböző rétegek hatását vizsgáltam a kapilláris

vízemelésre, amelyet 30 napon keresztül vizsgáltam 40 cm, 60 cm, 80 cm, 100 cm, 120 cm, 140 cm magasságokban 5 perces adatgyűjtéssel.



17. ábra (a) Az oszlopkísérletek részlete és (b) a Cún-2 szelvény rétegsora (saját felvétel)

6. táblázat A heterogén textúrájú laboratóriumi talajoszlop textúrosztályok szerinti rétegzettsége (saját szerkesztés)

<i>Cső aljától mért távolság (cm)</i>	<i>Textúrosztály</i>
130-150	homok
110– 130	vályog
90- 110	homok
70 - 90	vályog
50 – 70	homok
30- 50	vályog
0-30	homok

4.5. A párolgás, illetve evapotranspiráció számítása

A párolgás, mint bemeneti paraméter a talajnedvesség modellekbe, közvetett módon, többféle módon becsülhető (HELLWIG 1973). A becslések mindegyike valamilyen módon a hőmérsékletet veszi figyelembe, és ehhez közelíti a párolgás mértékét (NAGY et al. 2018). A potenciális evapotranspiráció (PET), a maximális elpárologtatható víz

mennyiségét számítja ki valamilyen időegység alatt. Vizsgálatom során öt különböző párolgászámítási módszer értékeit használtam bemeneti paraméterként az inverz terepi talajnedvesség modellbe.

4.5.1 Párolgás és evapotranspiráció számítási módok alkalmazása a HYDRUS-1D bemeneti paramétereinek meghatározására

Az Antal-féle formula a telítési-, az aktuális vízgőznyomást és napi középhőmérsékletet veszi figyelembe (ANTAL 1968). A számítási móddal a napi PET értéke számítható ki.

$$PET = 0,9 \cdot (e_s - e_a)^{0,7} \cdot (1 + \alpha \cdot T)^{4,8} \quad eq. 7$$

, ahol PET mértékegysége mm/nap, e_s napi középhőmérséklethez tartozó telítési gőznyomás [hPa], e_a a napi átlagos vízgőznyomás [hPa], α a levegő hőtágulási együtthatója, T pedig a napi középhőmérséklet [°C].

A Meyer-féle empirikus módszer a szabad vízfelületekről végbemenő párolgással számol, ez a módszer a havi párolgás számítására alkalmazható (MEYER 1942).

$$P = a \cdot [E(t') - e] \cdot (1 + b \cdot w) \quad eq. 8$$

, ahol P a párolgás [mm/hó] (30 napos); a b konstansok, a vizsgált havi középhőmérséklethez tartozó telítési gőznyomás [Hgmm], havi átlagos gőznyomás [Hgmm], w pedig az átlagos havi szélesség [m/s].

A Turc módszer (TURC, 1954) az éves párolgás kiszámítására szolgál, amelyhez az évi középhőmérsékletre és az éves csapadék összegre van szükség (ZSUFFA 1994).

$$E_T = \frac{C}{\sqrt{0,9 + \frac{C^2}{L^2}}} \quad eq. 9$$

, ahol $L = 300 + 25T + 0,05T^3$,

T = az átlagos évi középhőmérséklet [°C], C = az évi csapadék összeg [mm/év]

Thornthwaite-féle számítás során pontosabb havi lebontású párolgás számítható (THORNTHWAITE 1948).

$$PET = \left(\frac{L}{12}\right) \cdot \left(\frac{N}{30}\right) \cdot \left(\frac{10 \cdot T_a}{I}\right)^\alpha \quad eq. 10$$

, ahol PET = potenciális párolgás [mm/hónap]

T_a = napi középhőmérséklet [°C], N = hónapban lévő napok száma L = átlagos nappal hossza az adott hónapban [óra]

$$\alpha = (6,75 \cdot 10^{-7}) \cdot I^3 - (7,71 \cdot 10^{-5}) \cdot I^2 + (1,792 \cdot 10^{-2}) \cdot I + 0,49239$$

eq. 11

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_{ai}}{5} \right)^{1,514} \quad \text{eq. 12}$$

, ahol, I = hő index, ami függ a 12 havi középhőmérséklettől (T_{ai}).

4.5.2 Komplex párolgás számítási mód

A Penman-Monteith-FAO-56-model (PENMAN 1948, MONTIETH 1965, ALLEN et al., 1998) kombinált modell, amely a besugárzást, a hőáramot, a szélesebbéget és a hőmérsékletet egyaránt számításba veszi párolgás becslése során, amelynek eredményeként potenciális evapotranspirációt kapunk (PET). A számítási módszerben a párolgás és a transpiráció együttesen jelenik meg. Számítás során a napi PET számítható.

$$PET = \frac{0,408 \cdot \Delta(R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273} \cdot u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad \text{eq. 13}$$

, ahol PET potenciális evapotranspiráció, [mm d^{-1}], a R_n a Nap besugárzásából származó energia [W], G a hőáram nagysága a talajban [W m^{-2}], Δ a telített vízgőznyomás és a hőmérséklet közötti összefüggés görbéjének meredeksége. γ a higrométer konstans [C^{-1}], T a levegő hőmérséklete 2 m magasságban [$^{\circ}\text{C}$], u_2 a napi átlagos szélesebbég 2 méter magasságban, [m/s], e_s a telítési vízgőznyomás, e_a pedig az aktuális vízgőznyomás [hPa].

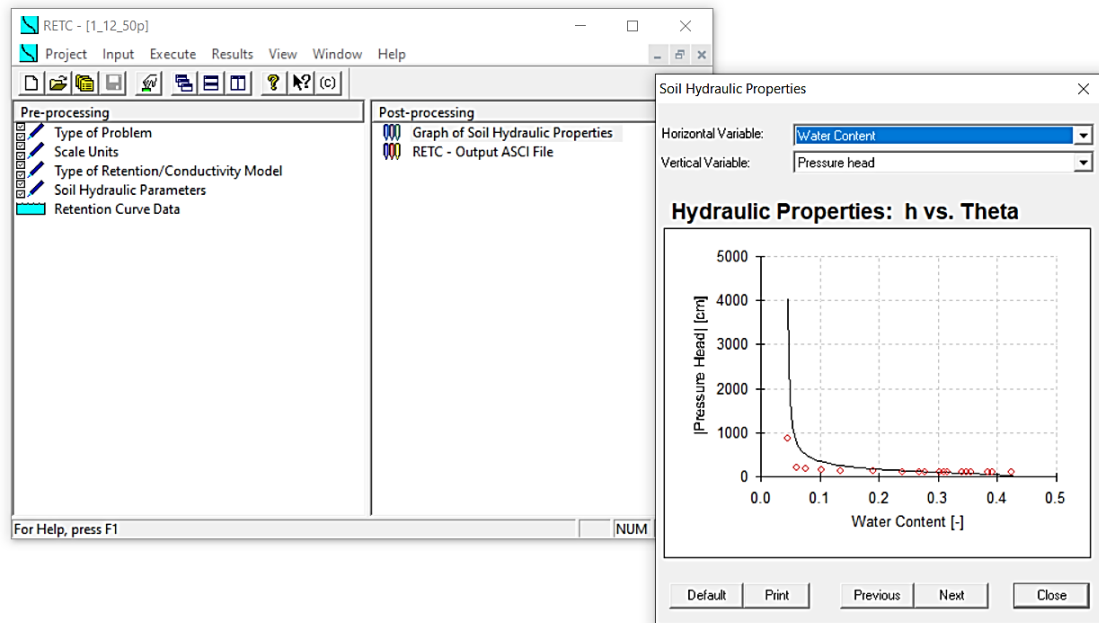
Amíg a Meyer-, Antal-, Turc- és Thornthwaite-féle számítási módok durva becslést adnak a párolgás tekintetében, konstans veszteséget jelentve az egy hónapos modell futtatás során, addig a Penman-Monteith-FAO-56-model a vizsgált időszak minden napjára más-más értéket határoz meg, valóságához közelebb bementi párolgásparaméter generálva (NAGY et al. 2018).

4.6. A talajnedvesség modellezése, a van Genuchten paraméterek meghatározása RETC programmal

4.6.1. A pF-görbék modellezése a RETC programban

A van Genuchten-féle hidraulikai paramétereket, mint a telített nedvességtartalom (θ_s), maradék nedvesség tartalom (θ_r), α , m and n paramétereket, a RETC (v.6.02)

programmal határozta meg modellfuttatások segítségével a van Genuchten-Mualem egyenletet, illetve illesztést használva a mért talajnedvességtartalom-talajnedvességpotenciál adatpárokra. Mivel a θ_s és θ_r értékeit mértem, ezért a modellben csak az α , m and n értékeit engedtem módosítani, e paraméterek változtatásával határozta meg a RETC szoftverrel a legjobb görbe illeszkedést (18. ábra).



18. ábra A mért közepes homok pF-görbe adatok illesztése a RETC programban (saját szerkesztés)

4.6.2. A talajnedvesség vertikális eloszlásának modellezése a HYDRUS-1D programmal

A HYDRUS-1D talajban és talajfelszínen végbemenő víz, hő és anyag transzport folyamatok modellezésére, személtetésére és numerikus modellezésére szolgál (HYDRUS *User Manual*, 2013). A szimulációk elvégzésre a HYDRUS-1D verzió 4.160110-t használtam.

A HYDRUS-1D programmal végzett modellezés számos beállítást és bemeneti paramétert kíván, amelyeket terepi, laboratóriumi mérésekből, valamint RETC modellfuttatásból egyaránt meghatározta. A geometriai információk menüpont (*Main Geometry Information*) alatt megadtam a talajszelvény mélységét (*Depth of the Soil Profile*) a talajszelvény és a talajvíztükör között, melynek értéke 1,5 m - 4,8 m között változott. Szintén itt adtam meg az eltérő talajtextúrájú rétegek számát (*Number of Materials* melynek száma 3 és 12 között változott, a szelvény heterogenitásától függött). Az idő beállításoknál (*Time Information*) a modell futtatás paramétereit (*Time Discretization*) kezdeti időpillanattól indítottam (*Initial Time*) és a 30. napot

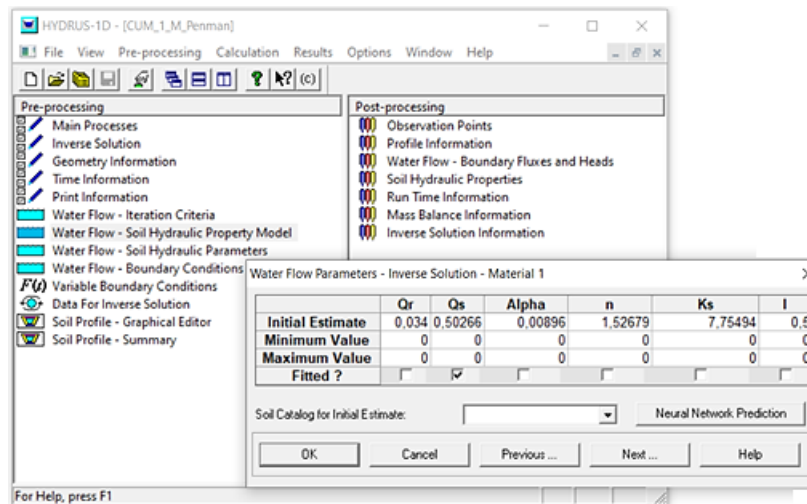
választottam a futtatás záró időpontjának (*Final Time*). Magyarországon a két csapadékos esemény között eltelt csapadékmentes napok száma átlagos maximális száma 15 nap, évi 2 csapadékmentes periódussal lehet számítani (KOCSIS és ANDA 2006, NAGY et al. 2016). A megengedett legnagyobb lépésközt (*Maximum Time Step*) a futtatási idő 20%-nak adtam meg.

Időben változó paraméterek időpontjait (*Time Variable Boudary Condition*) az időbeli lépésközöktől függetlenül lehet beállítani (*Time Information – Time Variable Boundary Condition*). Megadható paraméterek a csapadék (*mm/h*), a párolgás (*mm/h*), a talajfelszínen megengedett legkisebb szívóerő (*cm*) értéke *hCritA* -15000 és -100000 *cm* közötti érték, és további választott modell szerinti paraméterek, mint talajvíztükör mélysége (*cm*). A *Time-Variable Boundary Conditions* menüpontban adtam meg a talajnedvességre hatást gyakorló meteorológiai paraméterek idősorait. Ehhez a PTE TTK meteorológiai állomásának adatait használtam fel. Az egyenletek kiszámolásának gyakoriságát a *Print Information* fül alatt határoztam meg, futtatásaim során a napi változást követtem nyomon. A modell iterációs számának (*Iteration Criteria*) felső határát 100-ban határoztam meg. Az iteráció indoka az, hogy a Richards-egyenlet nemlineáris jellege miatt iteratív eljárást kell alkalmazni a globális mátrix-egyenlet megoldására minden időlépésnél (*dt*) (Richards, 1931):

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial z} - K(h) \right] \quad \text{eq. 14}$$

, ahol θ a térfogati talajnedvesség [m^3/m^3], h a vízoszlop magassága [L], t az idő [T], z a talajszelvény mélysége (alul pozitív), K vízvezetőképesség [L/T]. Az egyenlet egydimenziós függőleges áramlás esetén érvényes; a hasonló egyenletekkel lehet felírni a többdimenziós áramlási problémákra. A Richards-egyenlet két fontos összefüggést tartalmaz, a talaj vízvisszatartási görbét (*pF görbe*) $\theta(h)$, és a telítetlen talaj hidraulikus vezetőképesség függvényét, $K(h)$. Minden iterációhoz először a linearizált algebrai egyenletekből származó egyenletrendszer tartozik, amelyet a program a Gauss-féle elimináció vagy konjugált gradiens módszer alkalmazásával old meg. Az inverzió után az együtthatókat az első megoldással újraértékeli, és az új egyenleteket újra megoldja a program mindaddig, amíg a maximális lépésszámot el nem éri. Ez az iterációs folyamat mindaddig folytatódik, amíg kielégítő mértékű konvergencia nem jön létre, azaz addig, amíg a telített (telítetlen) régió összes csomópontján a vízoszlop magasság (víztartalom)

abszolút változása két egymást követő iteráció között nem lesz kisebb, mint az abszolút vízszlopmagasság (vagy víztartalom) tűrése. Az ismeretlen vízszlop magasságok első becslését (nulla iterációnál) minden egyes lépésnél az előző két időlépés vízszlopmagasság-értékeinek extrapolálásával kapjuk. A maximális iteráció száma a megengedett maximális lépésben a Picard-módszerrel oldja meg a módosított nem-lineáris Richards-egyenletet.



19. ábra A vályogos homok van Genuchten paramétereinek (Q_r , Q_s , Alpha, n , K_s és l) beállítása HYDRUS-1D kezelőfelületén (saját szerkesztés)

A belső interpolációs táblázatok (*Internal Interpolation Tables*) opciók a numerikus szimuláció kezdetén a HYDRUS az áramlási tartományban lévő minden egyes talajtípusra táblázatot készít a víztartalomról, a hidraulikus vezetőképességről és a meghatározott vízkapacitásokról a megadott hidrológiai paraméterekből. Itt adtam meg a hidraulikai (θ_s , θ_r és K_s , mért adatok) és a van Genuchten paramétereket (α , m és n) melyeket a RETC-ben határoztam meg.

Ha a h (tenzió) argumentum az előírt intervallumon kívül esik (h_a , h_b), akkor a hidrológiai tulajdonságokat közvetlenül a hidraulikai funkciók alapján értékelik, azaz interpoláció nélkül. A fenti interpolációs technika számítástechnikai szempontból sokkal gyorsabbnak bizonyult, mint a hidraulikai funkciók közvetlen értékelése és a vízszlopmagasság kiszámolása a teljes tartományában. Az interpolációt a táblázatokban el lehet kerülni, ha mindkét érték nulla. Ezután a talaj hidraulikus tulajdonságait mindig közvetlenül a hidraulikus funkciók alapján kerül kiértékelésre, azaz interpoláció nélkül. A felső tenzió határ úgy módosítható, hogy az magában

foglalja a szimuláció során tapasztalt legtöbb vízszlopmagasságot (például hCritA vagy a hervadási pont értékét).

Az összes modellfuttatás során a van Genuchten-Mualem hidraulikai modellt (illesztési modell) használtam (MUALEM 1979, VAN GENUCHTEN, 1980). Ez a hidraulikai modell az alábbi egyenletekkel közelíti meg a talaj hidraulikai tulajdonságait:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha \cdot h|^n]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad \text{eq. 15}$$

$$K(h) = K_s \cdot S_e^l \cdot \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{m}{l}} \right)^m \right]^2 \quad \text{eq. 16}$$

$$S_e = \theta_e / \theta_s - \theta_r \quad \text{eq. 17}$$

$$m = 1 - 1/n \quad \text{eq. 18}$$

, ahol θ_s a telített térfogati talajnedvesség, θ_r a maradék térfogati nedvesség [m^3/m^3], θ_e az effektív térfogati nedvesség [m^3/m^3], h_s - levegő belépési potenciál [L]. α , m , n empirikus paraméterek. $K(h)$ h nyomásértéhez tartozó telítetlen vízvezető képesség, S_e - effektív víztartalom, K_s a telített vízvezetőképesség [L/T], K_r a relatív vízvezető képesség. A modellfuttatások során nem használtam a program hiszterézist figyelembe vevő modulját.

Az alsó határfelületi jelenségeknél a vadózus zóna és a talajvíztükör közötti határfelület jellegét lehet beállítani. A választható opciók az állandó tenzió (*Constant pressure head*), amikor a talajvíztükör mélységét ismerjük, illetve az állandó fluxus (*Constant flux*), amikor nem változik a talajvíztükör mélysége. Én ezt az opciót választottam, mivel az erdészeti talajfúrások alapján ismert volt a talajvíztükör átlagos mélysége. További beállítási opciók a változó vízszlop magasság (*Variable pressure head*), változó fluxus (*Variable flux*), szabad beszivárgás (*Free Drainage*), és az elszivárgás (*Seepage*).

A HYDRUS grafikai felületén (*Profile information*) a node-okat (csomópontokat) 10 cm-enként adtam meg (ez maximum 35 darabot jelentett, 350 cm-es maximális szelvénymélység esetén). Ennek segítségével a következő lépésben

definiáltam a talajtextúrák vastagságát és sorrendjét, a vizsgált talajhorizontok mélységét (TWARAKAVI et al. 2010), és a talajprofil tenzióját, valamint a kiindulási tenzió értékét (*Initial conditon*). A grafikusan beállított értékeket a futtatás előtti összegző táblázatban (*Soil profile summary*) lehetett még megváltoztatni.

4.6.3. Inverz HYDRUS-1D modellfuttatások

A hidrodinamikai, illetve a van Genuchten paraméterek pontosításhoz inverz modellfuttatásokat végeztem az (a) laboratóriumi talajoszlop és (b) a terepi (Cún-1 és Cún-2) monitoringból származó idősorokra. Az inverz modellfuttatásokat a mért adatokkal validáltam, illetve azokra próbáltam a lehető legpontosabban illeszteni a modellezett térfogati talajnedvesség értékeket a beállított iterációs szám szerint, illetve a van Genuchten paraméterek (α , n és m) változtatásával. Az inverz modellfuttatásokat 4 különböző beállítással végeztem el a 30 napos futtatási időre:

1. Inverz, nem súlyozott modellezés;
2. Inverz súlyozott modellezés;
3. Inverz súlyozott, a hiszterézist nedvesedő ágon modellezve;
4. Inverz súlyozott, a hiszterézist kiszárazódó ágon modellezve.

A modellfuttatásokat a talajoszlop kísérleteim szerint elvégeztem homogén vályog, agyagos vályog és homok textúrájú talaj oszlopok adataira és a heterogén, többszörösen rétegzett vályog-homok textúrájú talajoszlopra. A HYDRUS-ban a megfigyelési pontokat abba a magasságba állítottam, ahol a talajoszlop modellezése során a talajnedvesség értékek jelentős változást mutattak, illetve a térfogati talajnedvesség értékek meghaladták a $0,05 \text{ m}^3/\text{m}^3$ -t. A homogén talajréteget tartalmazó modellben a megfigyelési pontokat az oszlop aljától számítva 40 cm, 60 cm és 80 cm magasságokba állítottam be. A felső határrétegnek a levegő-talaj határfelületet adtam meg, míg az alsó határfelületnek állandó víznyomást állítottam be, ami a vödörben levő vízmagasságot jelentette.

A 286 napos (hosszútávú) inverz modellfuttatást a Cún mintaterületen mért térfogati talajnedvesség változással vettem össze öt párolgásszámolási módszer használatával (az egyes számítási módszerek leírása a 3.9. fejezetben olvasható). A Penman és Antal párolgásbecslési módszereket mind napi, mind pedig a havi átlagos párolgási értékek kiszámításra használtam. A Turc, a Thorntwaithe és a Meyer

módszereket csak a havi párolgási és párologtatási (potenciális evapotranspiráció) értékek kiszámításra használtam. Így összesen 7 különböző párolgási scenáriót használtam, mint bemeneti paramétert az inverz modellezések során.

A talajnedvesség változásának modellezésére a háromfázisú rendszerekre készített van Genuchten-Mualem modellt alkalmaztam (VAN GENUCHTEN 1980). A modellezés során a felső talaj-levegő határfelületre azt a légköri határfelület opciót alkalmaztam, ahol a levegő belépési potenciál (*air entry potential*) (h) meghaladja a -2 H₂O-cm értéket. Az alsó talaj-talajvíz tükör határfelületre állandó tenzió/nyomás (*Constant pressure head*) beállítást választottam, iniciális változóként a tenzióváltozást használtam. Az inverz modellhez szükséges mért térfogati talajnedvesség értékek a talajfelszínhez közeli felső szenzor mért értékeit választottam (25 cm mélységben), a modellfuttatásokat 286 napra végeztem el, az eredmények 143 alkalommal (minden második nap) kerültek megjelenítésre.

Az inverz modellfuttatások eredményeinek kiértékeléséhez (mért és modellezett értékek eltérése) a Pearson-korrelációt és a közepes négyzetes eltérést (RMSE) alkalmaztam.

$$r = \frac{\sum xy - \frac{(\sum x)(\sum y)}{n}}{\sqrt{(\sum x^2 - \frac{(\sum x)^2}{n})(\sum y^2 - \frac{(\sum y)^2}{n})}} \quad eq. 19$$

ahol, r a korrelációs koefficiens, x az egyik változó értéke, y pedig a másik változó értéke. A közepes négyzetes eltérés (RMSE) az értékek regressziós egyenestől számított szórása:

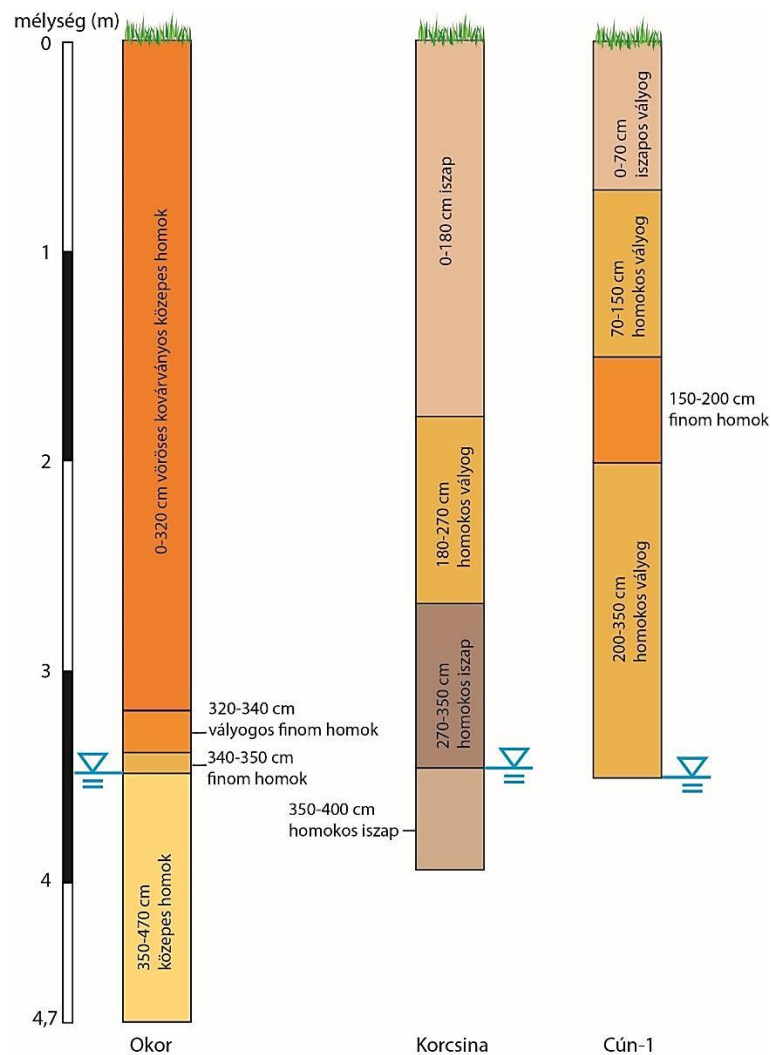
$$RMSE_{fo} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n}} \quad eq. 20$$

, ahol O megfigyelt érték, P pedig modellezett értéket jelöli.

4.6.4. Prediktív modellezés

A három részletesen vizsgált mintaterületből 1-1 talajszelvényt választottam ki prediktív modellezési célokra, név szerint a Cún-1, Okor-4 és Korcsina-2 erdészeti fúrások rétegsorait (20. ábra). Mindhárom szelvény jellegzetes a saját mintaterületére, illetve mélységük elérte a 350 cm-t, a talajvíztükör pedig nagy mélységben helyezkedett el, emiatt választottam ki ezeket a szelvényeket. A prediktív modellezés során (amelyet a HYDRUS angolul *Forward modelling*-nek nevez) a kapilláris vízemelésre hatást

gyakorló környezeti paraméterek közül hármat vizsgáltam, név szerint (a) a talajvíztükör változásának, (b) a párolgás mértékének és (c) a kezdeti tenzió nagyságának hatását. A futtatási időtartam 30 nap volt mindegyik prediktív futtatás esetében, mivel a szakirodalom szerint hazánkban ezt az időtartamot jelenleg nem haladja meg az aszályos időszak (PUSKÁS et al. 2012).



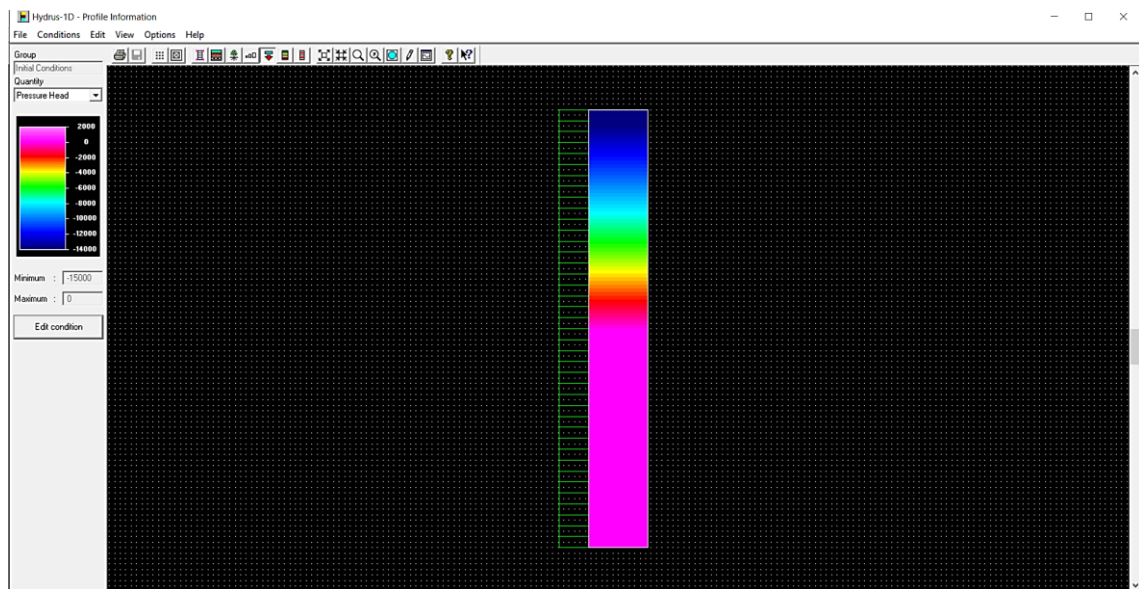
20. ábra A prediktív módon modellezett három talajszelelvény rétegtani felépítése (saját szerkesztés)

A talajvíztükör változását állandó, illetve dinamikusan változó mélységű talajvíztükör mélységekkel modelleztem, három, illetve két altípus (szcenárió) szerint, ebben a sorrendben. Az állandó mélységű modell 3 scenáriót tartalmazott: (a) átlagos víztükör, (b) átlagostól 1 méterrel mélyebb, illetve (c) az átlagnál 1 méterrel magasabb víztükör. Ezt azzal magyarázom, hogy a talajvíz-tükör fluktuációjának mediánja 99 cm/hónap volt a Dráva- síkon a DDVIZIG 2001-2019 mérése alapján. A

dinamikus talajvízszintet a változó tenzió (*Variable pressure head*) beállítással adtam meg a határfelületi beállításoknál (21. ábra). A beállítás alapján 30 nap alatt 1 méterrel csökkent a talajvíz-szint a modellfuttatás során, 3,33 cm/nap sebességgel. A dinamikus vízszint hatását két változatban, (a) növényzet nélküli, illetve (b) a növényzet vízfelvevő hatásával módosítottam.

A napi párolgásértékeket a mintaterületekre 3 mm, 5 mm és 7 mm értékre állítottam be mind az öt talajvíztükör scenárióra. A nyári hónapokban a 3.9. fejezetben leírt párolgászámítási módszerek alapján az átlagos napi párolgás 3 mm, de extrém esetekben az 5-7 mm-t is elérheti, ezért választottam ezt a három napi párolgásértéket a modellfuttatásokhoz.

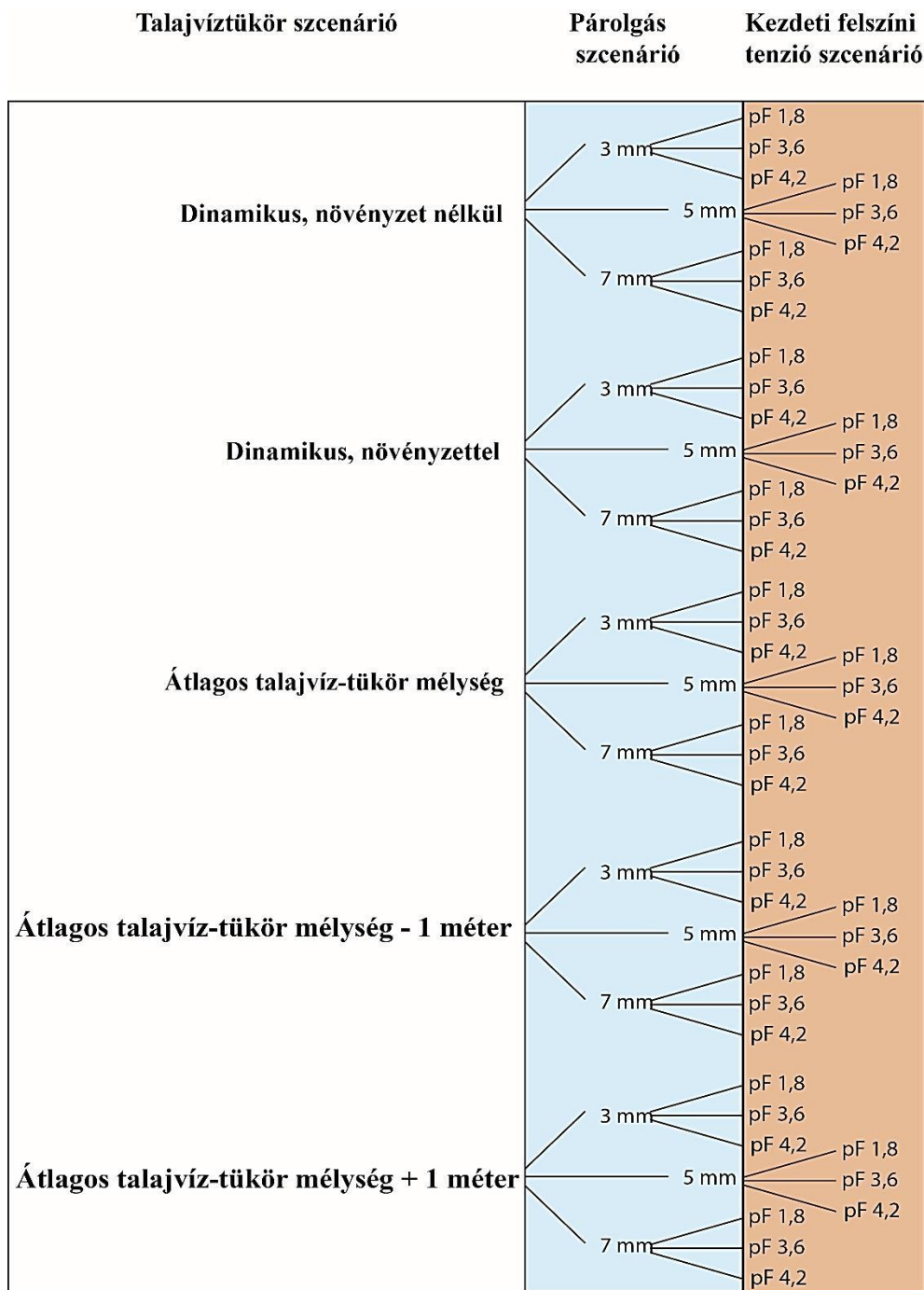
Az előző két bekezdésben leírt 15 scenáriót három eltérő kezdeti felszíni tenzió értékekkel futtattam. A nedves pF 1,8 értékről (-330 H₂O-cm), kiszáradó pF 3,6 (-4000 H₂O-cm) és száraz pF 4,2 értékről (-15000 H₂O-cm) indultak a futtatások. A tenzió értékek graduálisan növekedtek a talajvíztükörig (21. ábra). A három szelvényt, 5 talajvíztükör mélység scenáriót és a három párolgási scenáriót figyelembe véve összesen 45 prediktív futtatást végeztem a HYDRUS-1d programban (22. ábra).



21. ábra A tenzió értékek és eloszlásának beállítása a HYDRUS grafikus moduljában (saját szerkesztés)

A modellben a megfigyelési pontok mélységét egységesen 20 és 150 cm-re állítottam be. Ennek oka az volt, hogy a sekély gyökérzetű növények (döntően lágyszárúak) átlagos gyökérzóna mélysége 20 cm, míg a fiatal telepítésű fásszárúak

(főleg nyár, éger és fűzfajok) jellemző gyökérmélysége a területen mindössze 150 cm (erdészeti adatok és fűrészminták alapján). Ez a jelenség sekélyebb talajvíztükör esetén az idősebb fáknál is megfigyelhető a Dráva-síkon.



22. ábra A prediktív modellezés során modellezett scenáriók (saját szerkesztés)

4.7. A modellezett talajnedvesség értékek térbeli kiterjesztése lokális és regionális léptékben

4.7.1. A modellezett talajnedvesség szelvények lokális léptékű kiterjesztése

A GPR szelvények elemzése során két kategóriát határoztam meg, amelyet a homogén és a többszörösen rétegzett típusú szerkezetként azonosítottam. A szelvényeket 2 méter mélységig értékeltem ki, mivel az ez alatti mélységekben a talajvíz és a többlet nedvesség hatására detektált rétegek túl zajosnak bizonyultak a kiértékeléshez. A GPR mérések jósága a közegtől és a rétegek dielektromos állandójától és azok elektromos vezetőképességétől (a térfogati talajnedvességtől) függött. A szelvényekből hisztogramot készítettem, amely megmutatta az adott terület többszörösen rétegzett és a homogén szerkezetű területek gyakoriságát, illetve egymáshoz viszonyított arányát. A modellben egyszerűbb geometriai formák, négyszögek kialakítását céloztam meg, a sarlólaposok és egykori övzátonyok leegyszerűsítéseként. GPR szelvényeket összehasonlítottam a TWI indexek lefutásával, így a sarlólapos területeket és övzátonyokat határoltam le. Ennek menete a következő volt:

A GPR mérések alapján lehatárolt rétegekből adatbázist készítettem a homogén és a heterogén rétegsorokat elkülönítve. A homogén és a heterogén szakaszok aránya megegyezik a homogén és heterogén szakaszok élhosszúságának területi arányával, ha négyzetként ábrázoljuk. Az eltérő hidrológiai tulajdonságokkal (kapilláris vízemelő-képességgel) rendelkező cellák gyakorisága ugyanis megfelel az űrfelvételek által detektált eloszlásnak. A homogén és a többszörösen rétegzett szakaszok leggyakoribb hosszértéke adja meg a területi modell pixelméretét. A GPR felvételeket összehasonlítottam az űrfelvételek és ortofotók Image-J programmal processzált képével (RASBAND 1997, ABRAMOFF et al. 2004.), hogy a felszíni fekete-fehér 8 bites kép színintenzitás-változása visszatükrözi-e a GPR által szolgáltatott talajszelvény-változását. SAGA GIS környezetben elkészítettem a LiDAR felvételek alapján a mintaterületek TWI index térbeli eloszlását, amelyet a GPR felvételezés mentén az értékeit kiolvastva hoztam fedésbe a *cross section* függvény használatával.

A GPR felvételek tehát egy olyan raszterhálává transzformálhatók, ahol a homogén és a többszörösen rétegzett szelvények váltakoznak. A raszter kiosztás azonban területfüggő. Azért vontam be több helyszínt a vizsgálatba, mert információkat akartam szerezni arról, hogy a raszter kiosztást területenként miként kell változtatni.

4.7.2. Regionális léptékű kiterjesztés

A Dráva-sík kiterjedése és változatos hidromorfológiai szerkezete révén a rendelkezésre álló GPR felvételek alapján a lokális kiterjesztés módszerét nem tudtam a teljes Dráva-síkra alkalmazni, ezért olyan módszert kellett választanom, amely a megfelelő felbontással és elégséges darabszámmal rendelkezik a regionális léptékű kiterjesztéshez. Az erdészeti fúrásminták és kútfúrások rétegsorai alapján a textúrák térbeli kiterjesztése mellett döntöttem. A Dráva-sík teljes területére 169 darab rétegsor volt elérhető, amelyeket 5 texturális csoportba vontam össze. A tapasztalati 9 darab talajtípus 5-re történő csökkentésének oka az volt, hogy az AGROTOPO talaj-adatbázis csak öt talajtípust tartalmaz (7. táblázat).

A pontfúrások térbeli kiterjesztését mind Thiessen poligonokkal (THIESSEN 1911), mind Kriginggeléssel (KRIGE 1962) és magassággal, illetve a sarlólapos -övezet struktúrákkal kiegészített Kriginggeléssel végeztem ArcGIS szoftverkörnyezetben. Az így kapott textúra térképet összehasonlítottam az AGROTOPO textúra térképével, amelynek alapjául PIRKHOFFER és munkatársai (2006) talajadatbázis munkája szolgált. A térképek validálásához Dr. Pásztor László és munkatársai biztosítottak 10 darab alappontot a DOSoReMI talajtani adatbázisból (PÁSZTOR et al. 2017), amellyel a modellem térbeli kiterjesztésének a jóságát vizsgáltam.

A 169 mintavételi helyere modellezett HYDRUS-1D futtatások alapján létrehoztam az aszályérzékeny területek (ÁÉT) térképét a Dráva-sík hazai részére. A terepi mintavétellel kapott adatok alapján három textúra térképet készítettem a 0-20, 20-60 és 60-120 cm mélységre (ez a három mélység a fúrásadatok mélységtartománya). Ezt a három térképet a homok textúrájú rétegek elhelyezkedése és a texturális határok megléte alapján hoztam létre. A három térkép összevonásával létrehoztam az aszályveszélyeztetett területek legnagyobb kiterjedését valószínűsítő térképet. Azok a területek, amelyet aszályérzékenynek tekintettem, legalább egy homok textúrájú réteget és legalább egy homok – más textúrájú réteghatárt (*capillary barrier*) tartalmaznak.

7. táblázat A mért tapasztalati textúrák megfeleltetése az AGROTOPO-adatbázisban megtalálható textúrcsoportoknak (saját szerkesztés)

<i>A pF görbékhez meghatározott textúrák a jelen tanulmányban</i>	<i>AGROTOPO texturális osztályozása</i>
nehéz agyag	agyag
agyag	agyag
agyagos vályog	agyagos vályog
homokos vályog	vályog
vályog	vályog
iszapos vályog	
homokos vályog	homokos vályog
vályogos homok	
homok	homok

5. Eredmények

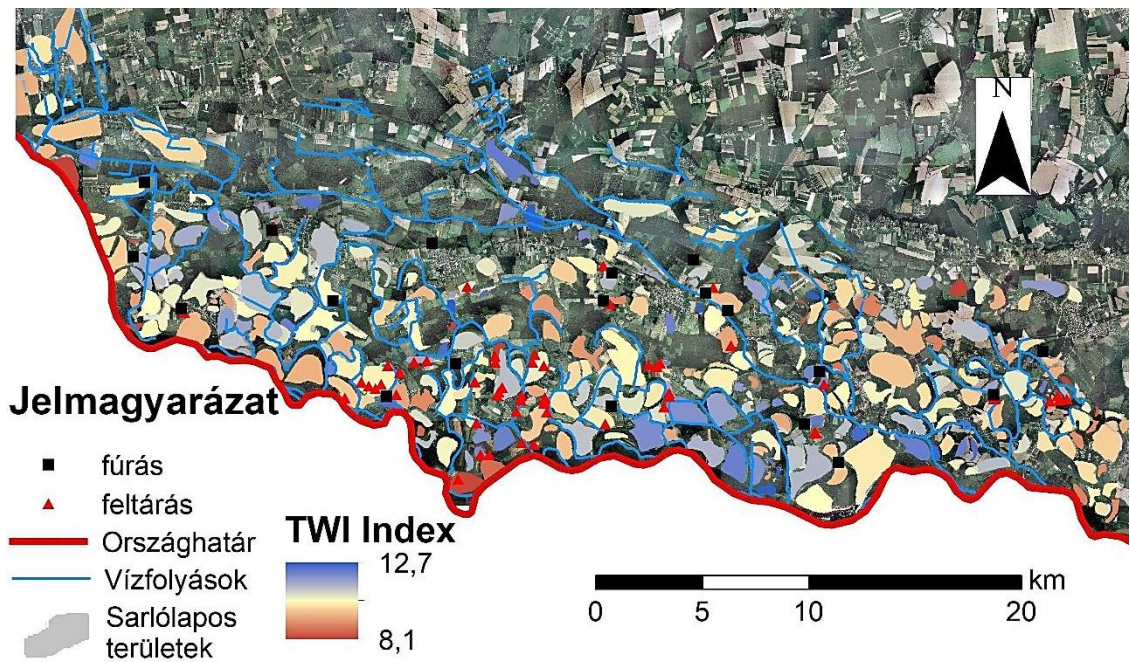
5.1. A sarlólapos területek térbeli elterjedése

A GIS alapú leválogatás eredményeként 165 db sarlólapos területet különítettem el és digitalizáltam be a Dráva-sík területén a Sentinel-2 műholdképei alapján (23. ábra). A detektálási módszer segítségével a leválogatott sarlólapos területek döntően a Fekete-víztől délre helyezkedtek el az Ős-Dráva program területén. A sarlólapos-övezatok egységei területei átlagosan $700\,095\text{ m}^2$ nagyságúak, a legkisebb $15\,625\text{ m}^2$, míg a legnagyobb $4\,575\,625\text{ m}^2$ volt. A sarlólapos területek mediánja $443\,125\text{ m}^2$. Térbeli elhelyezkedésük az aggregált jelzővel jellemezhető legjobban, összességük kirajzolja az egykori szövedékes folyóág szerkezeteket és a korábbi, a folyó által már elhagyott meandereket.

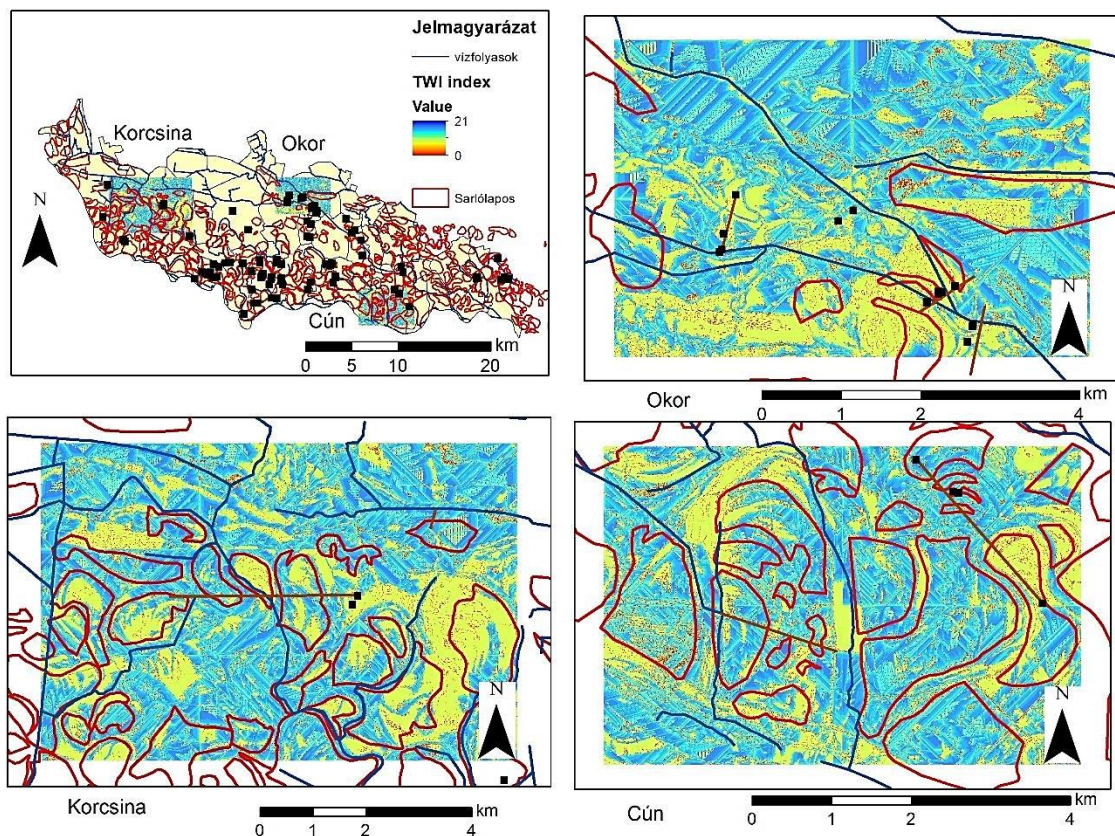
5.2. A TWI index térbeli eloszlása a Dráva-sík hazai oldalán

A statisztikai értékelés alapján a nedvességindex értékek (TWI) eltérőek voltak a sarlólapos és nem sarlólapos területek között. A sarlólapos területek legalább 6,5 vagy nagyobb TWI értékeket vettek fel, jellemzően 8,1-11,5 közötti átlag értékkel rendelkeztek (23. ábra), míg a köztes területek (mátrix) átlagos értéke $4,6\pm 0,972$ volt. A leválogatott sarlólaposok vízfolyásoktól mért távolságának elemzése alapján a sarlólapos területek nem mutatnak függvényszerű kapcsolatot sem a Dráva mai medrétől, sem pedig a kisebb vízfolyásoktól mért távolsággal.

A modellezéshez kiválasztott három mintaterületen a LiDAR felmérésből előállított DEM alapján készített TWI eloszlás térkép kijelölte a sarlólapos területeken az egykori övezatok magasabb és mélyebb pontjait, így a potenciálisan nedvesebb és szárazabb térfelszíneket (24. ábra). A műholdképek alapján leválogatott területegységeken belül minden esetben megtalálható volt legalább 1 darab egykori övezatok, mint magasabb térfelszín és tartalmazott legalább 1 darab mélyebb térfelszínt, amely korábban sarlólapos terület volt. A modellezéshez kiválasztott három részletesen vizsgált mintaterület heterogén volt a TWI index tekintetében, azaz a mintaterületek magasabb és mélyebb térfelszínekkel egyaránt rendelkeztek, amit a terepi megfigyeléseink is alátámasztottak.



23. ábra A detektált sarlólapos területek elhelyezkedése (piros szín: szárazabb, kék: nedvesebb területek (sarlólaposok) (saját szerkesztés)



24. ábra A TWI index térbeli eloszlása a három részletesen vizsgált mintaterületen (a piros és sárga területek szárazabbak, a zöld és kék területek nedvesebb térszíneket jelölnek). A fekete négyzetek a talajfúrás helyszíneket jelölik, a barna egyenes vonalak pedig a GPR mérések vonalát jelölik. (saját szerkesztés)

A cúni mintaterületen 25 darab sarlólapos-övezet egységet különítettem el, ezek átlagos területe 16 000 m² volt. Az Okor mintaterületen 8 darab sarlólapos területet határoltam le, amelyből négy a Feketevíz és az Okor összefolyásánál helyezkedett el. A Korcsina mintaterületen 24 darab sarlólapos területet különítettem el, amelynek többsége a mintaterület déli részén helyezkedett el (Lakócsa és Drávafok településektől délre).

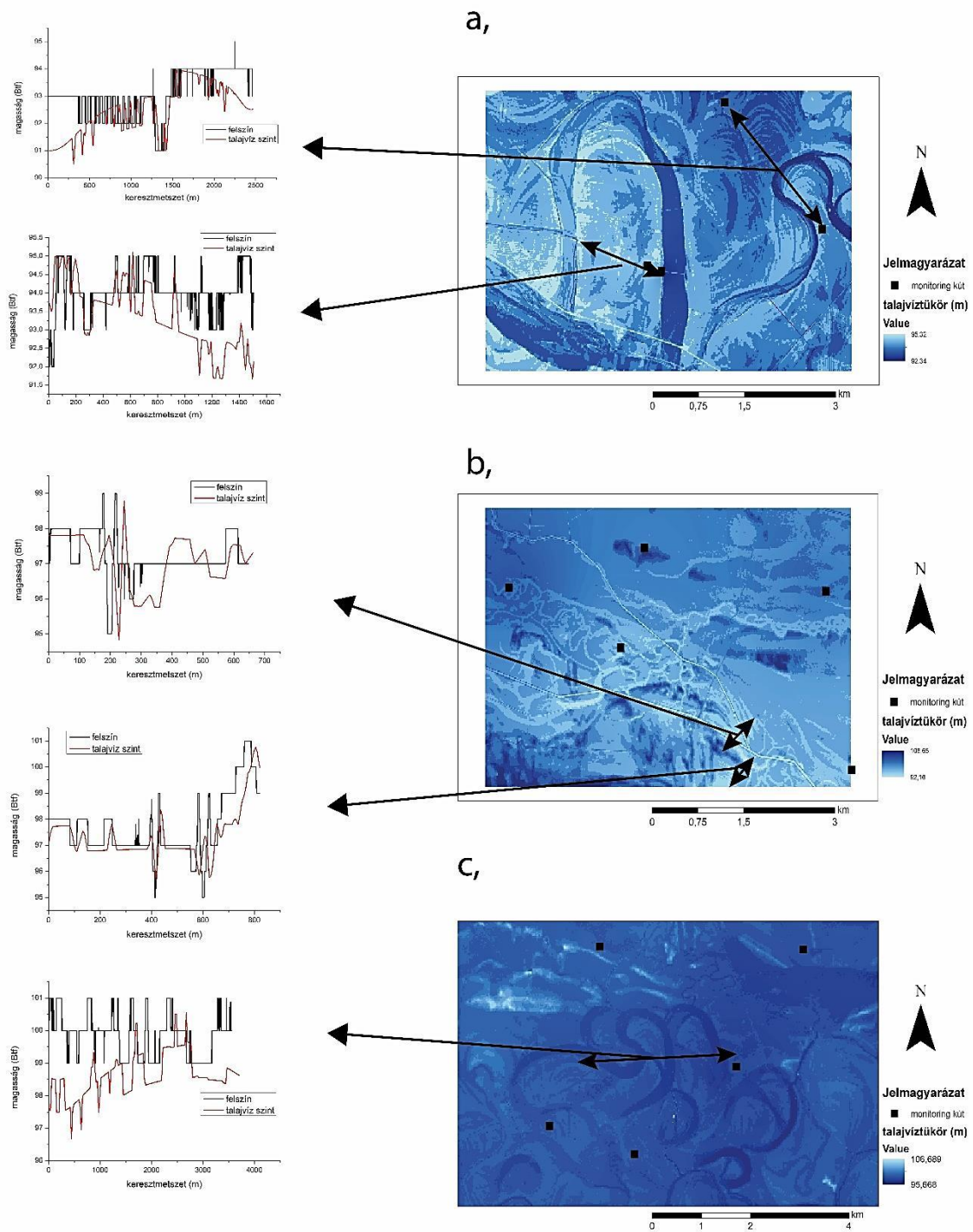
5.3. A talajvíz térbeli eloszlásának modellezése a mintaterületeken

Amikor a talajvíztükör mélységét összevettem a mikrodomborzattal a három mintaterület esetében, akkor a felszínhez hasonló lefutású talajvíztükör térképet kaptam (25. ábra). Az interpolált talajvíz-tükör térkép a felszínhez képest az Okor II.-es szelvény esetében mutatta a legjobb egyezést ($r = 0,737$), míg a mintaterület változatos domborzata miatt a Korcsina esetében csak gyenge korrelációt találtam a domborzatmodell és a modellezett talajvíztükör összevetése során (8. táblázat).

8. táblázat A felszín és talajvíz-tükör mélysége közötti korreláció a három mintaterületen a GPR szelvények alapján (saját szerkesztés)

	<i>Cún I</i>	<i>Cún II</i>	<i>Okor I</i>	<i>Okor II</i>	<i>Korcsina</i>
<i>Korreláció (r)</i>	0,587	0,263	0,104	0,737	-0,056
<i>RMSE</i>	1,022	1,135	0,930	0,876	1,568

A mintaterületeken a talajvíztükör átlagosan 2,5-4 méter mélységben helyezkedett el, míg vízfolyások közelében 0,5 méter mélységben már észlelhető volt. A LiDAR felmérés alapján készített domborzatmodell alapján a sarlólapos területek már a magasságkülönbség alapján is jól megfigyelhetően eltérő magasságú sarlólapos-övezet egységekből épülnek fel (25. ábra), melyek 0,5-1 méteres magasságkülönbségű sávokat alkotnak egymáshoz képest.



25. ábra A mintaterületek domborzati keresztmetsvényei (bal oldali ábrák) és a modellezett abszolút talajvízszintek (Balti közepes vízszint felett) térbeli eloszlása a három mintaterületen: a) Cún, b) Okor, c) Korcsina (saját szerkesztés)

Az Ős-Dráva Program területén a DDVIZIG által mért talajvízszint- mélységek minden esetben meghaladták az 1,5 métert (9. táblázat). A legkisebb mért átlagos talajvíz-mélység 185,9 cm volt (Kákics), míg a legnagyobb Rádfalva térségében volt 328,3 centiméterrel. Az éves átlagos vízszintingadozást Kétújfalunál volt

megfigyelhető, ahol a fluktuáció elérte a 213,3 cm-t. A legkisebb vízszintingadozással a Vajszlói talajvíz monitoring kút rendelkezett 31,1 cm-rel.

9. táblázat 2005 -2018 közötti időszakban mért átlagos talajvízszint-mélységek és fluktuációjuk a Dráva-síkon, a piros háttér a legnagyobb, a zöld a legkisebb értékeket jelöli (DDVIZIG adatsora alapján szerkesztette: NAGY GÁBOR)

	Átlagos vízállás (cm)	Min. vízállás (cm)	Max. vízállás (cm)	Fluktuáció (cm)	Távolság a befogadótól (m)	Távolság a Drávától (m)
Sumony	328,3	219,8	409,8	190,1	211,0	31840,0
Kétújfalu	289,0	171,8	385,1	213,3	450,0	24905,0
Alsószentmárton	286,7	245,4	322,2	76,9	393,0	10288,0
Magyarmecske	270,1	190,5	342,6	152,2	676,0	31189,0
Rádfalva	378,1	349,1	407,5	58,4	680,0	13640,0
Vajszló	293,6	278,0	309,1	31,1	489,0	17468,0
Kemse	258,4	206,1	304,7	98,5	550,0	6130,0
Drávaszabolcs	243,9	188,8	285,2	96,4	50,0	6789,0
Drávaiványi	206,2	134,0	264,0	130,0	205,0	13656,0
Vejtői	362,0	335,5	382,1	46,6	317,0	6970,0
Kákics	185,9	141,9	227,8	85,8	827,0	30764,0
Sellye	336,8	305,4	368,6	63,2	572,0	12490,0

Az egész Dráva-síkot tekintve az átlagos talajvízszint a befogadó vízfolyással ($p = 0,747$), a talajvíz járása a maximális vízállással ($r = 0,626$), míg a Drávától mért távolság a vízállás maximumokkal mutatta a legerősebb korrelációt ($r = 0,923$, 10. táblázat). Amíg a Dráva hatása és a legközelebbi befogadó közelsége egyaránt fontos a talajvízállás alakulásában, addig a minimális talajvízszint mértékét a legközelebbi befogadótól mért távolság határozta meg.

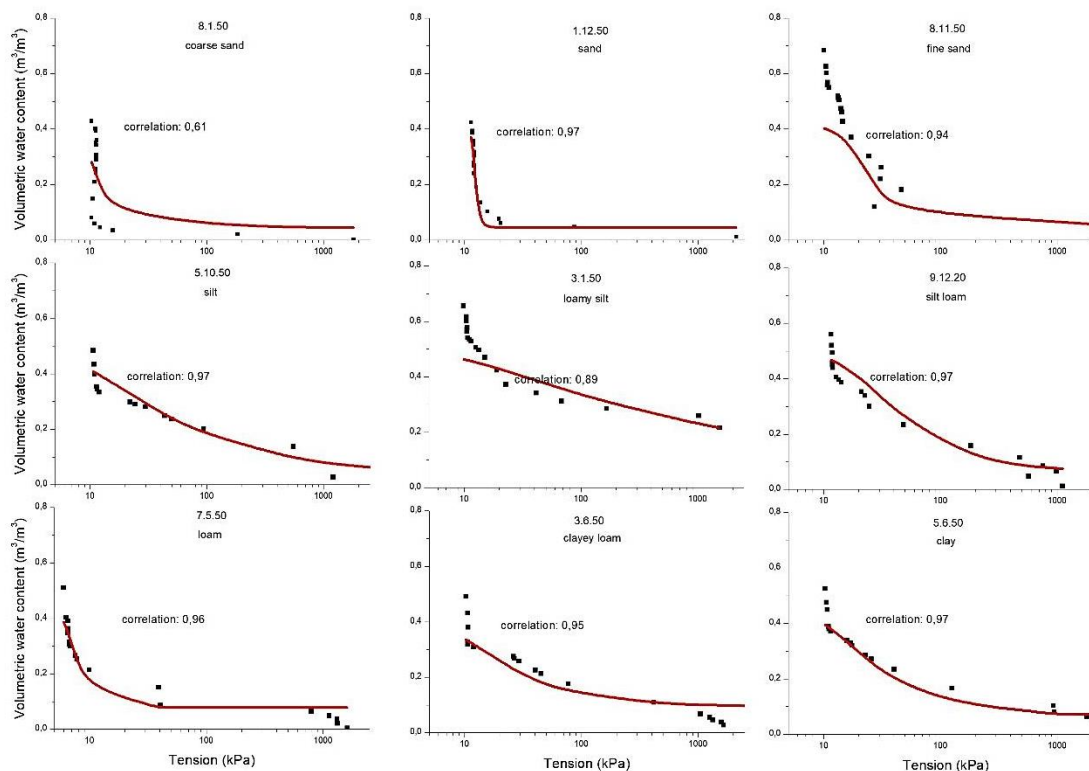
10. táblázat A mért talajvíz-tükör értékek korrelációs táblája a Dráva-síkra hat eltérő hidrológiai paraméter esetében (készítette: NAGY GÁBOR)

	Átlagos vízállás (cm)	Min. vízállás (cm)	Max. vízállás (cm)	Fluktuáció (cm)	Távolság a befogadótól (m)	Távolság a Drávától (m)
Átlagos vízállás (cm)	-	0,302	0,647	0,483	0,747	0,469
Min vízállás (cm)	0,297	-	0,011	0,037	0,680	0,159
Max vízállás (cm)	0,134	0,653	-	0,626	0,893	0,923

Fluktuáció (cm)	-0,205	-0,560	0,143	-	0,771	0,334
Távolság a befogatótól (m)	-0,095	0,121	0,040	-0,086	-	0,589
Távolság a Drávától (m)	-0,211	-0,398	-0,029	0,279	0,158	-

5.4. A talajfizikai paraméterek és a pF görbék meghatározása

A mintaterület van Genuchten paramétereit (α , n és m) a ReTC program segítségével határoztam meg. A legjobb korrelációt, illetve illesztést az agyagtalaj, illetve az iszap és a homok textúra esetében tapasztaltam ($r = 0.97$), míg a legrosszabb egyezés a durva homok esetében volt megfigyelhető ($r = 0.61$) (26. ábra). Az illesztés eredményeként megkaptam a számított α , n és m paramétereket (θ_s , θ_r és K_s értékeit számoltam). Ezeket bemeneti paraméterként használtam a HYDRUS modellfuttatások során (11. táblázat).



26. ábra A RETC futtatások mért pF-görbe pontokra illesztett görbéi. (a) durva homok, (b) homok, (c) finom homok, (d) iszap, (e) vályogos iszap, (f) iszapos vályog, (g) vályog, (h) agyagos vályog és (i) agyag (saját szerkesztés)

11. táblázat A RETC modellfuttatások során meghatározott α , n és m van Genuchten talajfizikai paraméterek értékei a 10 vizsgált textúrcsoport esetében (θ_s , θ_r és K_s értékeit számoltuk, szürke háttérben) (szerkesztette: NAGY GÁBOR)

<i>Fizikai féleség</i>	<i>Mintakód</i>	θ_s ($m^3 m^{-3}$)	θ_r ($m^3 m^{-3}$)	<i>alpha</i> (-)	<i>n</i> (-)	<i>m</i> (-)	K_s (<i>mért</i>) (cm/h)
<i>durva homok</i>	8.1.50	0,396	0,045	0,009	6,208	0,839	382,758
<i>homok</i>	1.12.50	0,402	0,045	0,008	28,082	0,964	22,756
<i>finom homok</i>	8.11.50	0,417	0,057	0,005	3,706	0,730	2,032
<i>kőzetliszt</i>	5.10.50	0,503	0,034	0,009	1,527	0,345	0,323
<i>vályogos kőzetliszt</i>	3.1.50	0,512	0,067	0,009	1,220	0,180	0,139
<i>kőzetlisztes vályog</i>	9.12.20	0,511	0,067	0,004	2,045	0,511	0,144
<i>vályog</i>	7.5.50	0,488	0,078	0,014	5,737	0,826	0,147
<i>agyagos vályog</i>	3.6.50	0,418	0,095	0,009	1,927	0,481	0,022
<i>agyag</i>	5.6.50	0,480	0,068	0,007	2,000	0,500	0,001
<i>nehéz agyag</i>	5.9.20	0,608	0,070	0,007	1,495	0,331	0,001

5.5. A terepi talajnedvesség és tenzió monitoring eredményei

A Cún-1 szelvény textúrálisan lényegesen különbözött a Cún-2 szelvénytől. A Cún-2 szelvényben öt, eltérő textúrájú talajszerkezetet különböztettünk meg, ezek fentről lefelé haladva a következők voltak: agyagos vályog, iszapos homok, közepes homok, agyagos vályog és homok. A szelvény 75 és 85 cm között egy 10 cm vastag durva homokréteget tartalmazott, amely jelentős hatást gyakorolt a nedvesség-dinamikára. A vizsgált időszak során a mért talajnedvesség-értékek a Cún-1 profil 25 cm mélységénél 12,8 és 25,6% között változtak. Ezek az értékek magasabbak voltak, mint a 70 cm mélységben mért értékek (6,9-15,7%; 27b. ábra). A talajnedvességnek ezt a fordított viselkedését a mélység függvényében a profil függőleges texturális eltérései magyarázzák, azaz az iszap a homokos horizont felett helyezkedik el, amely így nehezen tudja kapillárisan feljebb emelni a talajnedvességet (angolul: *capillary barrier*, 27b ábra).

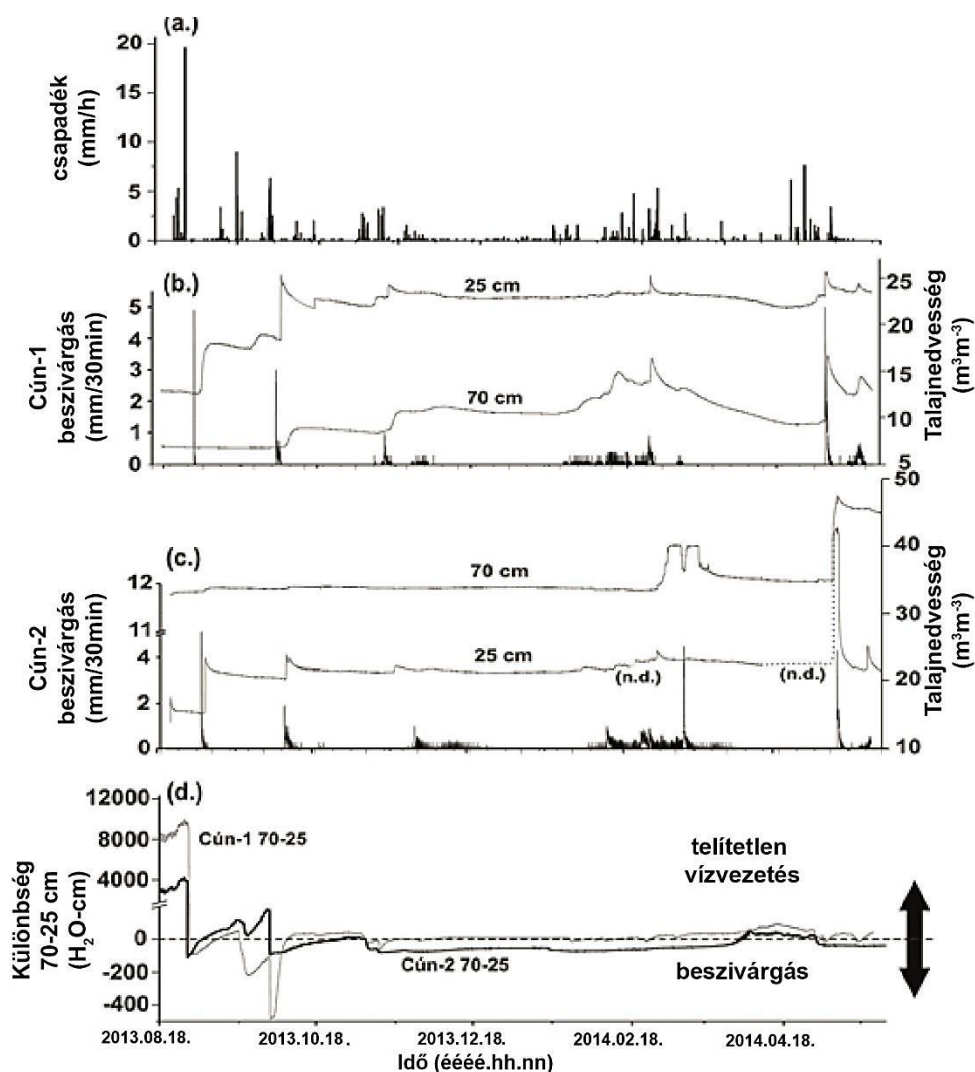
A vizsgált időszakban a Cún-2 profil nagyobb beszívargási sebességgel, nedvességtartó képességgel rendelkezett, mint a Cún-1. A talajnedvesség értékek 25 cm mélységben 0,128 és 0,256 $m^3 m^{-3}$ között változtak a Cún-1-es szelvény esetében a monitoring időszak alatt (27. ábra). Ezek a talajnedvesség értékek jellemzően magasabbak voltak, mint a 70 cm-es mélységben mért értékek. Azonban, ez a fordított „viselkedés” jól magyarázható a textúrálisan összetett talajszerkezettel, mivel a Cún-1-es szelvény esetében a 25 cm mély, iszapos textúrájú feltalaj egy iszapos homokréteg felett

helyezkedik el. A 25 cm alatt elhelyezkedő durvább textúrájú rétegnek (finom homok és iszapos homok) köszönhetően mérsékelt kapilláris vízemelést feltételeztem a szelvény alsó részében. Valószínűsíthető, hogy az időszak átlag feletti csapadéknak köszönhetően a feltalaj nedvességtartalma nem kapilláris vízemelés eredménye, hanem csapadékból pótlódott.

A vizsgált időszak során a Cún-2 szelvény rendelkezett magasabb beszivárgási és vízvisszatartási képességgel. Ez a jelenség jól magyarázható a szelvény textúrálisan rétegzett tulajdonságával, valamint ez a megfigyelés jó összhangban van a korábbi ilyen irányú megfigyelésekkel is (pl.: BRUCH 1993, SI et al. 2011, LI et al. 2013). A vadózus zóna nedvességtartalmának növekedése jól megfigyelhető volt a Cún-2 szelvény esetében az ősztől tavaszig terjedő időszakban, melynek során 605 mm beszivárgást regisztráltunk. A Cún-1 szelvény esetében mindössze 530 mm infiltrációt mértünk ugyanezen időszak alatt. Időben elnyújtott, de viszonylag állandó beszivárgás jellemezte a téli hónapokat, főleg a Cún-2 szelvény esetében. Ezzel szemben a késő tavaszi és kora őszi monitoring időszakban jellemzően rövid időtartamú és magas beszivárgási sebességgel jellemezhető eseményeket regisztráltunk (*27c ábra*).

A késő tavaszi és kora őszi időszakok kivételével a beszivárgás jellemezte a függőleges irányú vízdinamikát a vizsgált időszak során. A Cún-2 szelvény esetében három határozott beszivárgási időszakot tudtunk elkülöníteni, egy kora-őszi, egy decemberi, illetve egy februártól március végéig tartó időszakot (*27c ábra*). A Cún-1 szelvény esetében is megfigyelhető volt ez a három időszak, de kevésbé markánsan, mint a Cún-2 esetében.

A Cún-2 szelvényben a kapilláris vízemelés, valamint a felfelé irányuló telítetlen vízmozgás, csak a szárazabb, késő nyári időszakban és szeptemberben, illetve a legszárazabb hónapban, áprilisban volt jellemző. Ez azt is jelenti, hogy a csapadékból származó nedvességutánpótlás, illetve a nedvesség és talajvíz tartalékok újratöltődése az őszi, téli és a márciusi időszakokban jellemző (*27d ábra*).



27. ábra A 2013-2014-es hidrometeorológiai monitoring eredményei: (a) csapadék (b); beszivárgás és talajnedvesség idősor a Cún-1 szelvényben (c) beszivárgás és talajnedvesség idősor a Cún-2 szelvényben és (d) különbség a 70 és 25 cm mélységben mért tenzióértékek között (saját szerkesztés)

5.6. A laboratóriumi talajoszlop kísérletek eredményei

5.6.1. Homogén textúrájú talajoszlop kísérletek

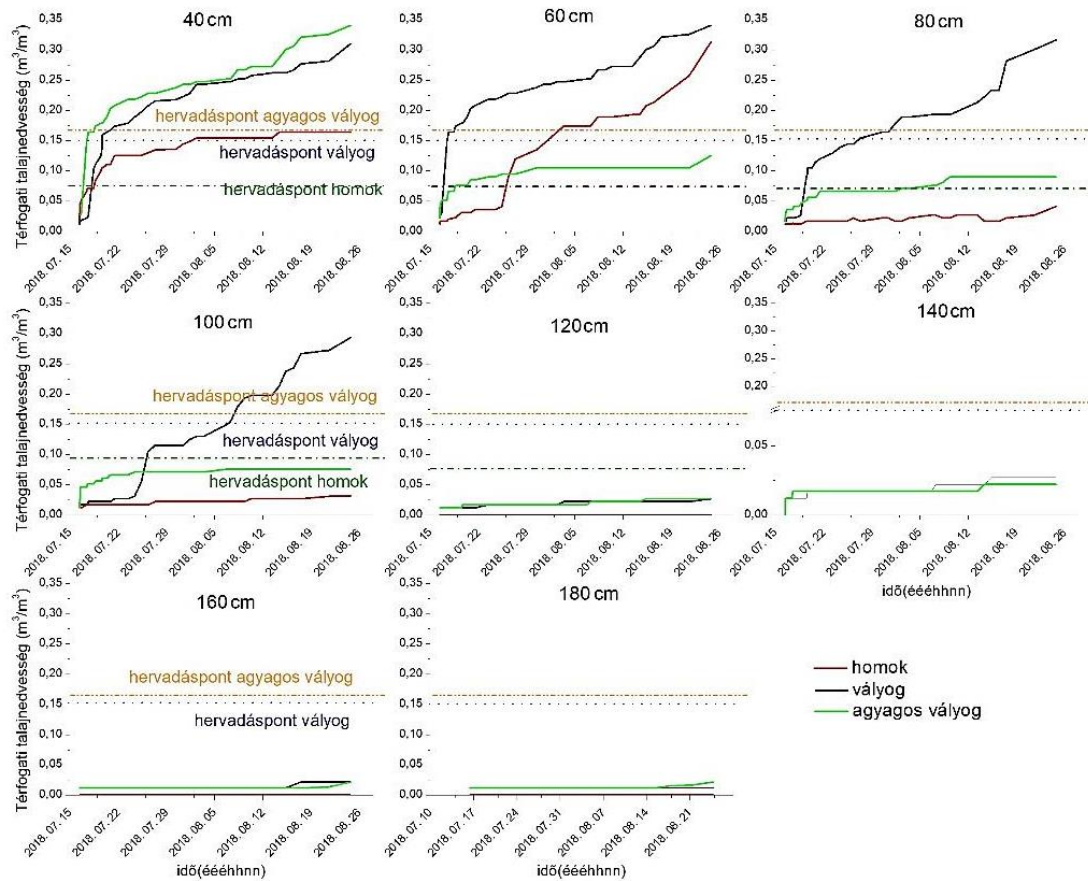
A kapillaris vízemelés meghatározására és a van Genuchten paraméterek pontosítására talajoszlop kísérleteket végeztem 2018. július 18. – 2018. augusztus 17. között a PTE TTK Talajtani laboratóriumában. Az időszak során nem csökkent $29,7^\circ C$ alá a léghőmérséklet laboratóriumban(!).

A kísérlet a hervadáspontról ($pF = 4,2$) indult, az ennek megfelelő térfogati nedvességtartalmak a pF -görbék alapján a vizsgált homoktalajok esetében $0,075 \text{ m}^3/\text{m}^3$ a vályog textúrájánál $0,15 \text{ m}^3/\text{m}^3$, az agyagos vályog esetében pedig $0,17 \text{ m}^3/\text{m}^3$ volt.

A három szemcsefrakció eltérő mértékben volt képes a kapilláris vízemelésre a vizsgált 30 nap folyamán. A homok frakcióban a kapilláris vízemelés 120 cm alatt maradt a 30. nap végére, a vályogban 120-180 cm, az agyagos vályogban pedig 180 cm magasságig volt megfigyelhető a nedvességtartalom növekedése (28. ábra). Emelkedés ugyan bekövetkezett a 120-180 cm magasságban elhelyezkedő mérési pontok esetében, de az emelkedés mértéke jelentéktelen volt és a talajnedvesség értékek mindhárom textúrcsoportnak megfelelő hervadáspontról értékek alatt maradtak. A homoktalaj esetében ugyanez volt igaz a 80 és 120 centiméter magasságban elhelyezett mérőpontok esetében. A kapilláris vízemelés legfeljebb 100 cm-ig volt képes biztosítani a hervadáspontról meghaladó talajnedvességet a vályog textúra esetében, a homoknál pedig 100 cm magasságban érte el a hervadáspontról megfelelő nedvességtartalmat a mért érték (28. ábra). Az agyagos vályogban az emelkedés mértéke csak a 40 cm magasságban haladta meg a hervadáspontról.

A vályog esetében a hervadásponthoz tartozó talajnedvességtartalom eléréséhez (100 cm-rel a talajvíztükör felett) 18 nap volt szükséges, az agyagos vályognál 10 napra, addig a homok textúrájú oszlopban ez 11 nap volt 60 cm-rel a talajvíztükör felett.

A 28. ábrán látszik, hogy a kiindulási nedvességtartalmak alacsonyabbak voltak, mint a talajtípusnak megfelelő hervadásponthoz tartozó térfogati nedvességtartalom értékek. Ez az eltérés három oknak tulajdonítható: (a) a Fieldscout TDR-300 alsó mérési tartománya (TDR-300 User Manual) magasabb érték, mint a kiindulási nedvességtartalom értékek, (b) a cső falvastagságának köszönhetően az elektróda nem mélyült bele teljes hosszában a talajban, (c) üregképződés a többszöri mérés miatt.



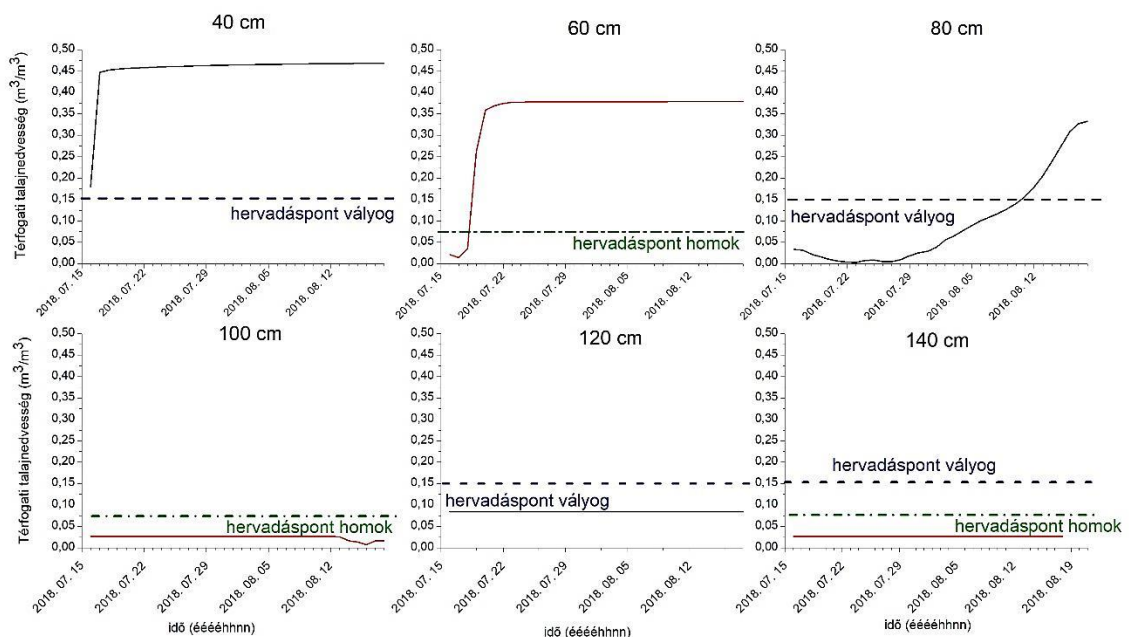
28. ábra A kapilláris vízelelés hatása vályog, homok és agyagos vályog textúra esetén a laboratóriumi talajoszlop kísérletek során. A magasságértékek a mérési pont magasságát jelölik a talajoszlop talpa felett. (saját szerkesztés)

5.6.2. Heterogén textúrájú talajoszlop kísérlet

A heterogén, többszörösen rétegzett talajoszlop kísérletet a mintaterületeken előforduló két leggyakoribb textúrával, homok és vályog váltakozó rétegzettségével végeztem, ami tulajdonképpen a valós rétegzettség fizikai kisminta modelljének is tekinthető.

A kapilláris vízelelés dinamikája és mértéke jelentősen eltért a homogén talajoszlopokétól. A talajoszlop kísérletben a kapilláris vízelelés a 30 napos kísérlet nem eredményezett talajnedvesség változást a három legfelső rétegben (homok, agyag, homok), a vízelelés hatása csak 100 cm magasságig volt kimutatható. A talajnedvesség emelkedés 40 cm magasságban az oszloptalp felett 1 nap után volt kimutatható és a nedvességtartalom már a második napon el is érte a vályogra jellemző telítettségi értéket.

A 60 cm-es megfigyelési ponton (homok) a nedvességtartalom növekedése a 3. napon volt megfigyelhető. A kapilláris vízemelés hatása a 80 cm-es magasságot (vályog) a 22. nap alatt érte el (29. ábra). Amíg a 40 cm-en lévő vályog réteg a 3. napon elérte a telítési nedvesség értéket ($0,46 \text{ m}^3/\text{m}^3$), addig a 60 cm-en elhelyezett homokrétegnek 7 napra volt szüksége ahhoz, hogy a telített állapotát ($\theta_s = 0,35 \text{ m}^3/\text{m}^3$) elérje. A 80 cm magasságban a vályogréteg térfogati talajnedvessége a futtatás végéig (30. nap) csak a $0,35 \text{ m}^3/\text{m}^3$ értéket érte el, bár a kísérlet végéig az emelkedő trend megmaradt.



29. ábra A heterogén, többszörösen rétegzett talajoszlop kapilláris vízemelésének hatása a térfogati talajnedvességekre 40, 60, 80, 100, 120 és 140 cm-rel a talajvíztükör felett (fekete: vályog, piros: homok textúra) (saját szerkesztés)

5.7. HYDRUS-1D modellezés

5.7.1. A homogén laboratóriumi talajoszlopok kapilláris vízemelésének 30 napos inverz modellezése

A laboratórium talajoszlop kísérletek verifikálását a HYDRUS-1D programmal végeztem el 30, illetve 286 napos futtatási időkkal. Az inverz futatások során a RETC illesztések során megállapított α , n és m van Genuchten paraméterek pontosítása volt a célom, annak érdekében, hogy a prediktív modellfuttatásokat optimalizáljam (12.

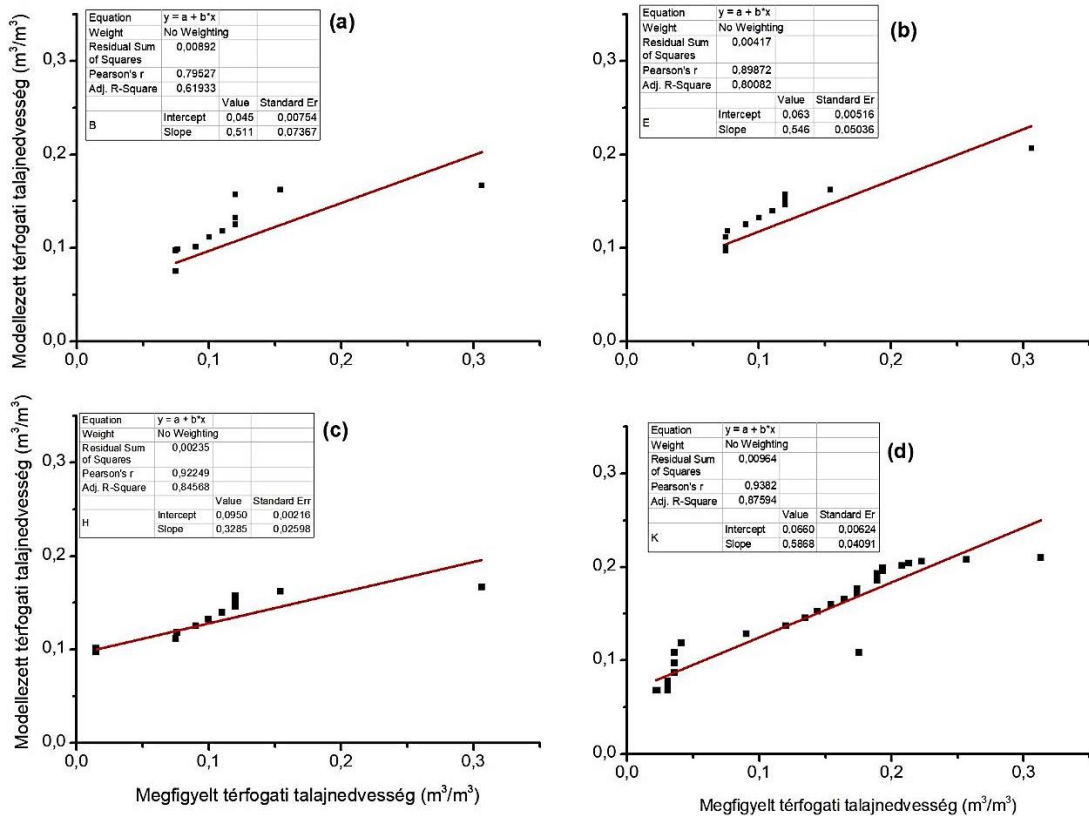
táblázat). A pontosítás során a homok és a vályog textúra esetén változtak az n , m , és α értékei.

Az inverz modellfuttatásokat 4 különböző illesztési beállítással végeztem el a 30 napos futtatási időre: (a) nem súlyozott modellezés; (b) súlyozott; (c) súlyozott, a hiszterézist figyelembe véve a nedvesedő ágon; (d) súlyozott a hiszterézist figyelembe véve a száradó ágon (lásd az Eszközök és módszerek fejezetet, 22. ábra).

12. táblázat A RETC modellfuttatások során meghatározott és az inverz illesztésekkel pontosított α , n és m van Genuchten talajfizikai paraméterek értékei a 10 vizsgált textúrcsoport esetében (szerkesztette: Nagy Gábor)

Fizikai főleség	Mért (RETC)			Illesztett (inverz modell)		
	α	m	n	α	m	n
durva homok	0,009	6,208	0,839	0,143	0,533	2,143
homok	0,008	28,082	0,964	0,267	0,559	2,268
finom homok	0,005	3,706	0,730	0,342	0,508	2,034
kőzetliszt	0,009	1,527	0,345	0,358	0,393	1,649
vályogos kőzetliszt	0,009	1,220	0,180	0,378	0,326	1,484
kőzetlisztes vályog	0,004	2,045	0,511	0,388	0,275	1,380
vályog	0,014	5,737	0,826	0,424	0,410	1,695
agyagos vályog	0,009	1,927	0,481	0,443	0,259	1,350
agyag	0,007	2,000	0,500	0,008	0,083	1,090
nehéz agyag	0,007	1,495	0,331	0,005	0,083	1,090

A 30 napos futtatások során a homogén vályog talajoszlop esetén a Pearson-korreláción alapuló legjobb egyezést a súlyozott, a hiszterézis kiszáradó ágát figyelembe vevő beállítás adta a térfogati talajnedvesség időbeli változásakor (30. ábra és 13. táblázat). A súlyozás jelentősen pontosította a súlyozás nélküli futtatás eredményeit. A mért-modellezett korrelációk tekintetében számottevő eltérést nem tapasztaltam a kiszáradási és a nedvesedési görbék között ($0,9 < r$).



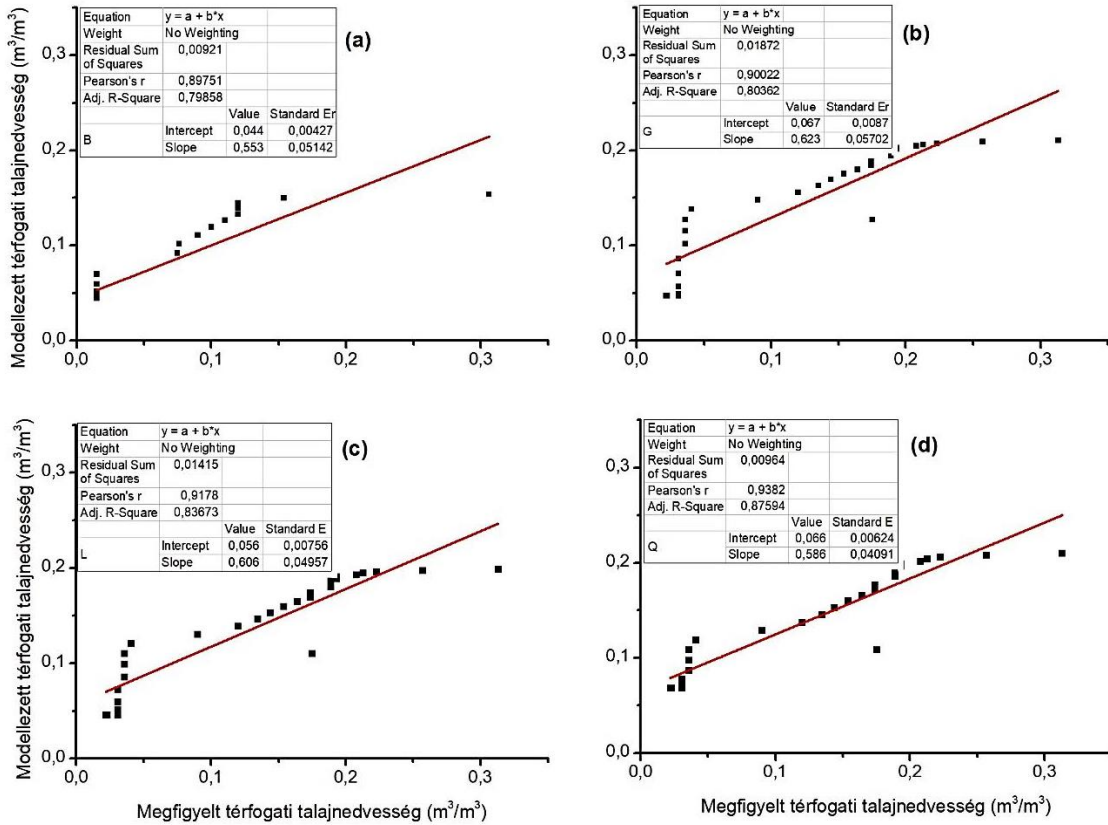
30. ábra A homogén textúrájú vályog talajoszlop mért és modellezett eredményeinek összehasonlítása (inverz modellezés) 100 cm-rel a talajvíztükör felett: (a) nem súlyozott; (b) súlyozott; (c) súlyozott, a hiszterézis kiszáradó ágát figyelembe véve és (d) súlyozott a hiszterézis nedvesedő ágát figyelembe véve. (saját szerkesztés)

13. táblázat A homogén textúrájú vályog talajoszlop mért és modellezett talajnedvesség értékeinek eltérése 100 cm-el a talajvíztükör felett. A legjobb egyezést szürke háttér jelöli. (saját szerkesztés)

	Nem súlyozott	Súlyozott	Súlyozás + nedvesedési görbe	Súlyozás + kiszáradási görbe
Korreláció	0,795	0,899	0,922	0,938
MEA ¹	0,010	0,028	0,069	0,030
RMSE	0,028	0,031	0,074	0,041

¹Mean absolute error

Az agyagos vályog talajoszlop inverz modellfuttatása esetén a talajoszlop a mért és a modellezett talajnedvesség értékei közötti korrelációk meghaladták a $r = 0,9$ értéket. A modellfuttások módosítása (súlyozás, illetve a hiszterézis figyelembevétele) jelentős mértékben nem segítette elő a mért értékek közelítését (31. ábra és 14. táblázat).



31. ábra A homogén textúrájú agyagos vályog talajoszlop mért és modellezett talajnedvesség értékeinek korrelációja 80 cm-rel a talajvíztükör felett: (a) nem súlyozott; (b) súlyozott; (c) súlyozott, a hiszterézis kiszáradó ágát figyelembe véve és (d) súlyozott a hiszterézis nedvesedő ágát figyelembe véve (saját szerkesztés)

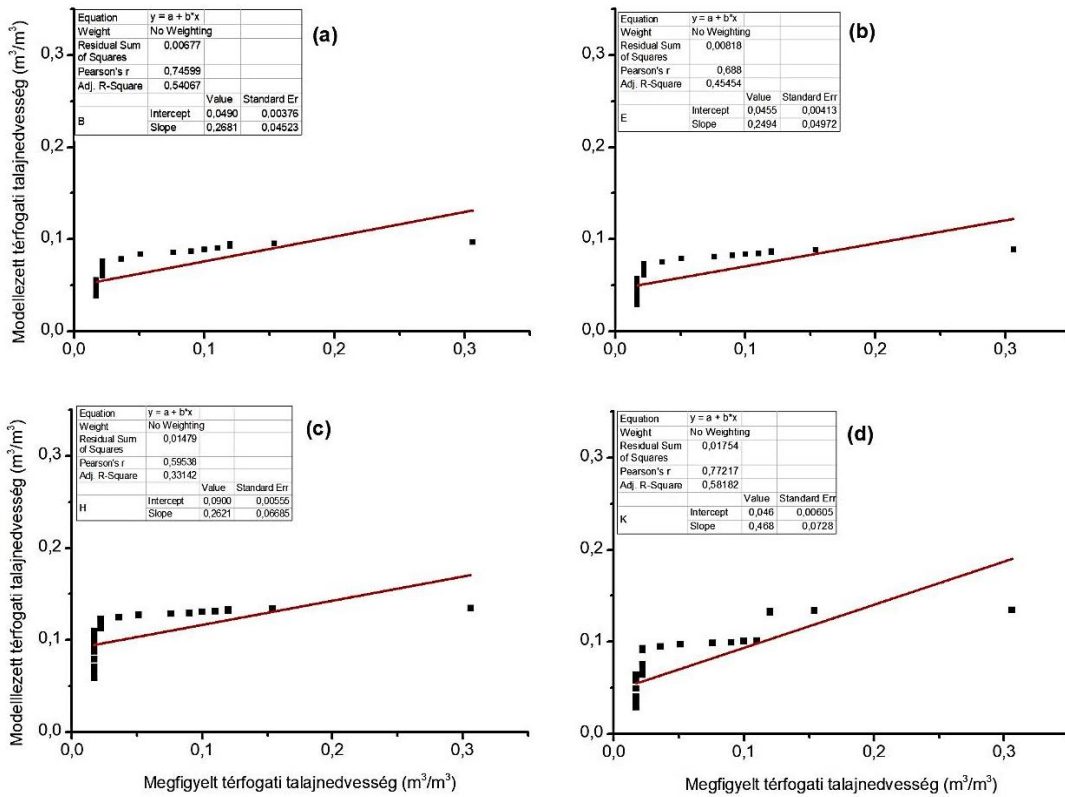
14. táblázat A homogén textúrájú agyagos vályog talajoszlop mért és modellezett talajnedvesség értékeinek korrelációja 80 cm-el a talajvíztükör felett. A legjobb egyezést szürke háttér jelöli. (saját szerkesztés)

	<i>Nem súlyozott</i>	<i>Súlyozott</i>	<i>Súlyozás + nedvesedési görbe</i>	<i>Súlyozott + kiszáradási görbe</i>
<i>Korreláció</i>	0,898	0,900	0,918	0,940
<i>MEA¹</i>	0,032	0,147	0,134	0,138
<i>RMSE</i>	0,040	0,158	0,145	0,149

¹Mean absolute error

A homok textúrájú talajon végzett modellfuttatás érzékenyen viselkedett a paraméterváltoztatásokra és beállításokra. A súlyozatlan és a súlyozott, kiszáradási görbét alkalmazó beállítás szinte azonos erősségű korrelációt eredményezett a r értékének tekintetében ($0,75 \leq r$). A másik két beállítás esetében, mind a súlyozás, mind

pedig a súlyozás a nedvesedési ágat figyelembe véve rontotta a modellezett és mért értékek közötti korrelációt (32. ábra és 15. táblázat).



32. ábra A homogén textúrájú homok talajoszlop mért és modellezett talajnedvesség értékeinek korrelációja 60 cm-rel a talajvíztükör felett: (a) nem súlyozott; (b) súlyozott; (c) súlyozott, a hiszterézis kiszáradó ágát figyelembe véve és (d) súlyozott a hiszterézis nedvesedő ágát figyelembe véve. (saját szerkesztés)

15. táblázat A homogén textúrájú homok talajoszlop mért és modellezett talajnedvesség értékeinek eltérése 60 cm-el a talajvíztükör felett. A legjobb egyezést szürke háttér jelöli. (saját szerkesztés)

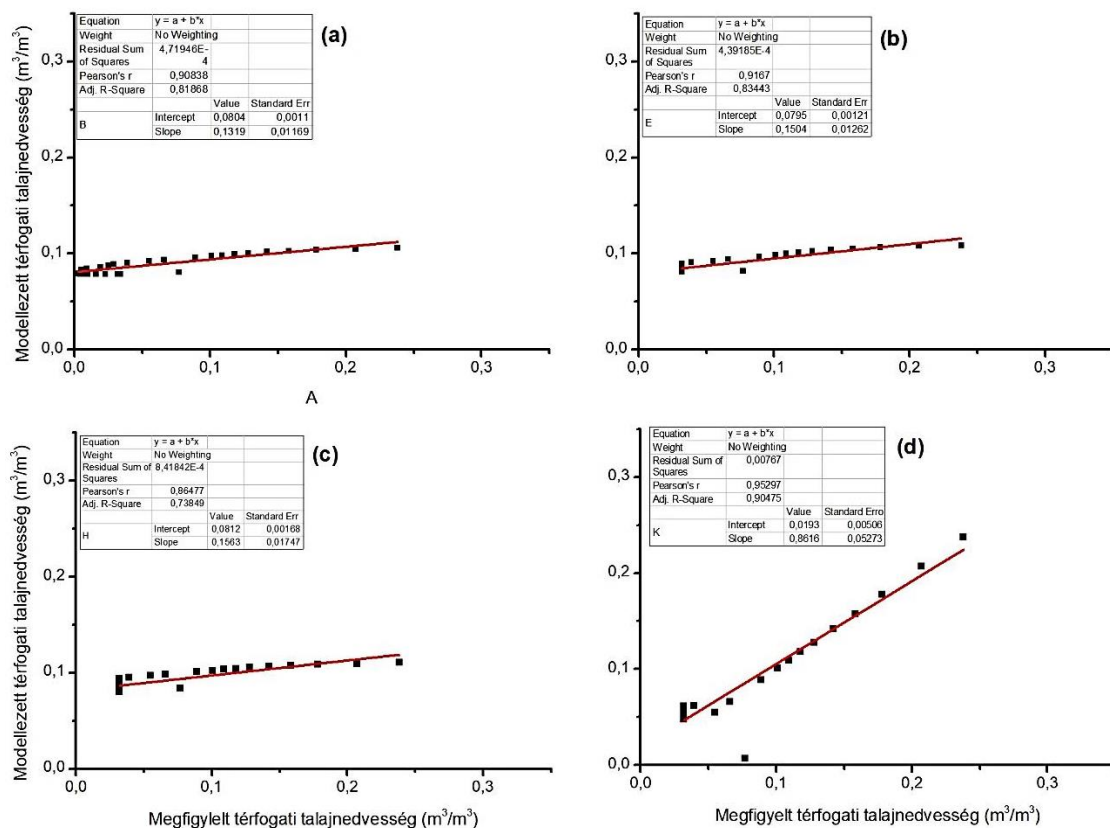
	Nem súlyozott	Súlyozott	Súlyozás + nedvesedési görbe	Súlyozott + kiszáradási görbe
Korreláció	0,746	0,688	0,595	0,772
MEA ¹	0,035	0,034	0,063	0,040
RMSE	0,084	0,082	0,088	0,083

¹Mean absolute error

5.7.2. A heterogén laboratóriumi talajoszlop kapilláris vízemelésének 30 napos inverz modellezése

A heterogén, többszörösen rétegzett talajoszlop esetén a modellfuttatás eredményének validálásához a megfigyelési pontokat 40, 60, 80 és 100 cm-rel helyeztem el a víztükör felett. Ez azt jelentette, hogy a textúra sorrend vályog-homok-vályog-homok volt, a megfigyelési pontok pedig az egyes rétegek mértani közepében helyezkedtek el. A homogén talajú futtatásokkal megegyezően, itt is négyféle illesztési protokollt használtam.

A heterogén többszörösen rétegzett modell futtatása esetén mind a négy típusú illesztés erős korrelációt mutatott a mért és modellezett talajnedvesség értékek között ($0,85 < r$). A legjobb egyezést a mért és modellezett talajnedvesség értékek között az inverz súlyozott, a hiszterézis nedvesedő ágát figyelembe vevő modell ($r = 0,95$) adta (33. ábra és 16. táblázat).



33. ábra A heterogén textúrájú homok talajoszlop mért és modellezett talajnedvesség értékeinek korrelációja 80 cm-rel a talajvíztükör felett: (a) nem súlyozott; (b) súlyozott; (c) súlyozott, a hiszterézis kiszáradó ágát figyelembe véve és (d) súlyozott a hiszterézis nedvesedő ágát figyelembe véve. (saját szerkesztés)

16. táblázat A heterogén textúrájú homok talajoszlop mért és modellezett talajnedvesség értékeinek korrelációja 80 cm-rel a talajvíztükör felett: (a) nem súlyozott; (b) súlyozott; (c) súlyozott, a hiszterézis kiszáradó ágát figyelembe véve és (d) súlyozott a hiszterézis nedvesedő ágát figyelembe véve. (saját szerkesztés)

	<i>Nem súlyozott</i>	<i>Súlyozott</i>	<i>Súlyozás + nedvesedési görbe</i>	<i>Súlyozott + kiszáradási görbe</i>
<i>Korreláció</i>	0,908	0,911	0,865	0,953
<i>MEA</i> ¹	0,055	0,055	0,047	0,014
<i>RMSE</i>	0,094	0,092	0,096	0,096

¹Mean absolute error

Mindegyik inverz modellfuttatás azt mutatta, hogy a modellezés során az inverz beállítás jól közelít a mért értékekhez ($0,7 < r$), a közelítés mértéke azonban jelentősen függ a beállításoktól (pl.: súlyozás, hiszterézis figyelembe vétele, stb.). Ezek alapján a hiszterézis nedvesedő ágát figyelembe vevő modellfuttatás bizonyult a legpontosabbnak.

5.7.3. A heterogén terepi talajszelvény kapilláris vízemelésének inverz 286 napos modellezése

A vizsgált időszakban (időtartam: 9 hónap és 21 nap) az összes csapadékmennyiség magasabb volt, mint a terület hosszú távú éves átlaga (680 mm). A teljes csapadéköszeget 2013. augusztus 15. és 2014. június 4. között 1014 mm volt Szaporca településen.

A 286-napos inverz futtatások során csak a párolgást, mint bemeneti paramétert, módosítottuk. Ennek oka az volt, hogy a hosszabb időtartam miatt a párolgást, mint veszteségi paraméter nagyságát kívántam meghatározni a vizsgálati területre, valamint céлом volt továbbá a legjobb párolgás-számítási módszer kiválasztása a terület vízháztartása esetében, illetve a legjobb egyezés esetén a mért és modellezett idősorok között.

Hét különböző párolgás modellt futtattam, amelyek csak a párolgásszámítási módszerben, illetve két esetben az időtartamban különböztek: a Penman-, Antal-féle napi, és ezeknek a modelleknek a havi átlagos párolgásösszegei, valamint a Thornthwaite-, Turc- és Meyer-féle párolgás-számítási módszerek. A hét párolgási módszer közül a Meyer-féle számítási módszer esetében volt a legmagasabb a párolgás a teljes 286 napos időszak során (1450 mm). Természetesen azoknál a módszereknél, ahol ugyanazzal a módszerrel számítottam a havi párolgásokat, nem volt különbség a

kapott értékek között (17. táblázat). A párolgás időbeli lefutása tekintetében a téli hónapokban Penman- és a Thornthwaite módszereknél nincs párolgás, ha a hőmérséklet fagypont alatt van emiatt valószínűleg alulbecsülték a párolgást, illetve a potenciális evapotranspirációt. A Turc-, Meyer és az Antal-modell pedig az átlagnál nagyobb párolgást becsült. A Penman és Thornthwaite-féle módszerek párolgásértékei, amint már említettem, valószínűleg alacsonyabbak a vizsgált időszakban a korábbi éghajlati adatokat figyelembe véve (200,1 és 371,84 mm). Turc-féle közelítés teljes időszakra nézve nagyságrendileg helyes értéket ad (603,1 mm), ám ennél a módszernél egységes a téli és a nyári hónapok napi párolgása. Ennek oka, hogy a Turc-módszer éves párolgást számol, és ezeket az értékeket visszaosztottam a napi értékekre, emiatt volt egységes az évszakok párolgása (17. táblázat).

17. táblázat Átlagos napi párolgás értékeinek alakulása monitoring időszak során az 5 eltérő párolgási módszer alapján (saját szerkesztés)

Hónap	Penman-M.*	Thornthwaite	Turc	Meyer	Antal
	mm/hó	mm/hó	mm/év	hó/mm	mm/nap
	napi átlag	napi átlag	napi átlag	napi átlag	napi átlag
	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
Augusztus	3,76	4,09	2,21	11,55	11,47
Szeptember	1,39	2,45	2,21	7,25	7,25
Október	1,14	1,79	2,21	6,29	6,42
November	0,08	0,69	2,21	4,41	4,17
December	0,01	0,12	2,21	2,69	2,95
Január	0,01	0,23	2,21	3,29	3,38
Február	0,01	0,36	2,21	4,01	3,54
Március	0,05	1,25	2,21	5,27	4,97
Április	0,04	1,21	2,21	3,42	3,51
Össz.	200,10	371,84	603,12	1466,82	1452,45

*Penman-Montheit

A párolgási módszerek jóságát a mért és a modellezett értékek közötti lineáris korreláció alapján határoztam meg (lásd a melléklet 47. ábra). A 286 napos futtatás során a Penman-féle párolgási módszerrel (mind a napi, illetve az átlagos havi párolgás) számolt modellértékkel mutatták a legjobb egyezést a mért értékekkel ($r > 0,94$). A második legjobb egyezést az Antal-féle napi párolgás adta, ennek korrelációja $r = 0,898$ volt. A maradék négy párolgás-számítási módszer esetében a mért-modellezett korrelációk nem haladták meg a $r = 0,7$ -es értéket.

A mért-modellezett talajnedvesség értékpárok 3 halmazra különültek el (melléklet 47. ábra). A száraz szakasz alacsony $\sim 0,12 \text{ m}^3/\text{m}^3$ térfogati talajnedvességgel, az átmeneti szakasz $\sim 0,2 \text{ m}^3/\text{m}^3$ a nedves szakasz pedig $\sim 0,25 \text{ m}^3/\text{m}^3$ térfogati talajnedvesség értékekkel rendelkeztek. Ennek magyarázata az, hogy a terepi monitoring időtartama alatt (2014. augusztus – 2015. május) extrém aszályos, illetve csapadékos időszakok váltakoztak.

5.7.4. A talajnedvesség prediktív modellezése -15000 H₂O-cm kezdeti tenzió esetén

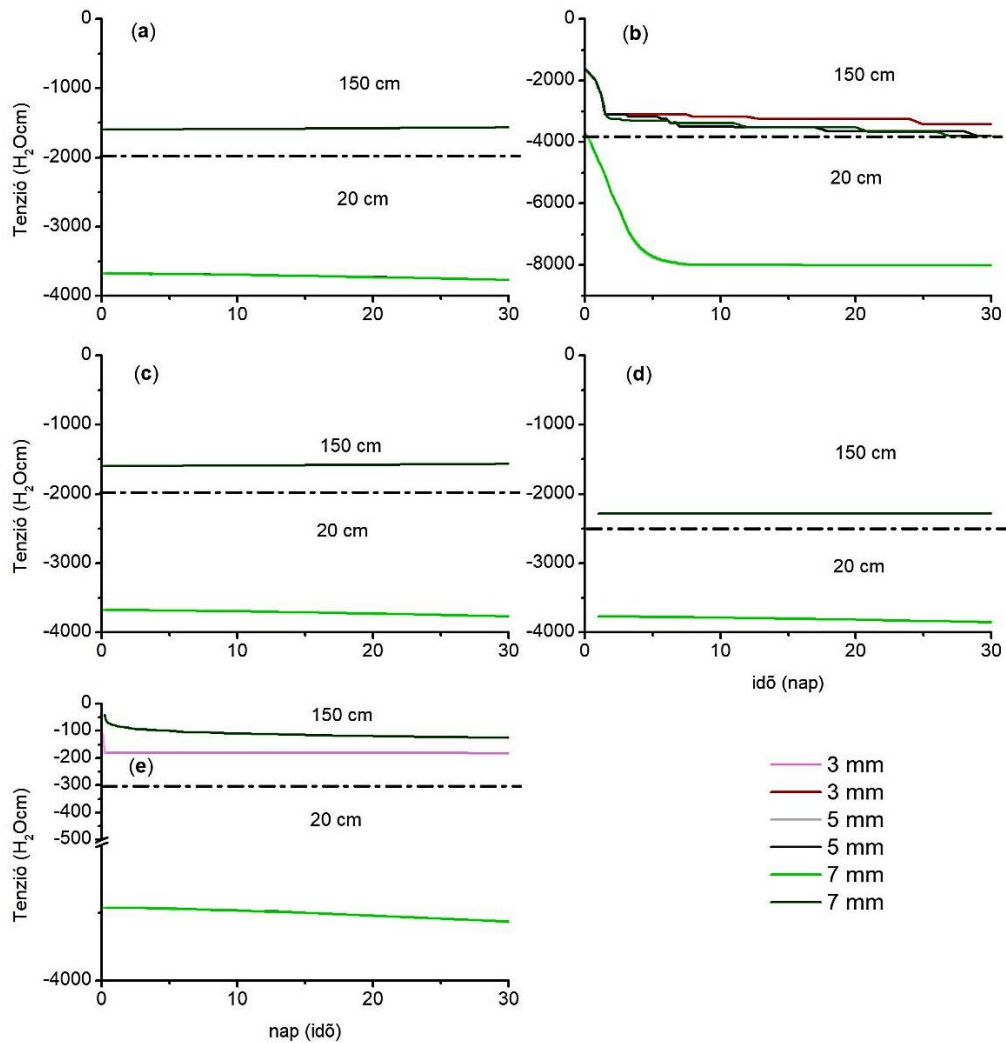
A vizsgált bemeneti paraméterek közül a felszíni kezdeti tenzió volt a legnagyobb hatással a modellfuttatás végeredményére a vizsgált három mintaterületen. A kezdeti tenzió értékekre a felszínen -15000, -4000 és -330 H₂O-cm értékeket állítottam be. Amikor a kezdeti felszíni tenziót -15000 H₂O-cm-nek állítottam be, azt tapasztaltam, hogy a vizsgált mélységek egyikében sem történt nedvességváltozás a modellezett 30 nap alatt, emiatt ezeket az adatok nem jelenítettem meg a disszertációmban. Mivel itt nem történt semmilyen időbeli talajnedvesség változás egyik mintaterületen sem a három közül, a modellfuttatás 30 napja alatt, ezért ezeket az idősorokat nem mutatom be a dolgozatban.

5.7.5. A talajnedvesség prediktív modellezése -4000 H₂O-cm kezdeti tenzió esetén

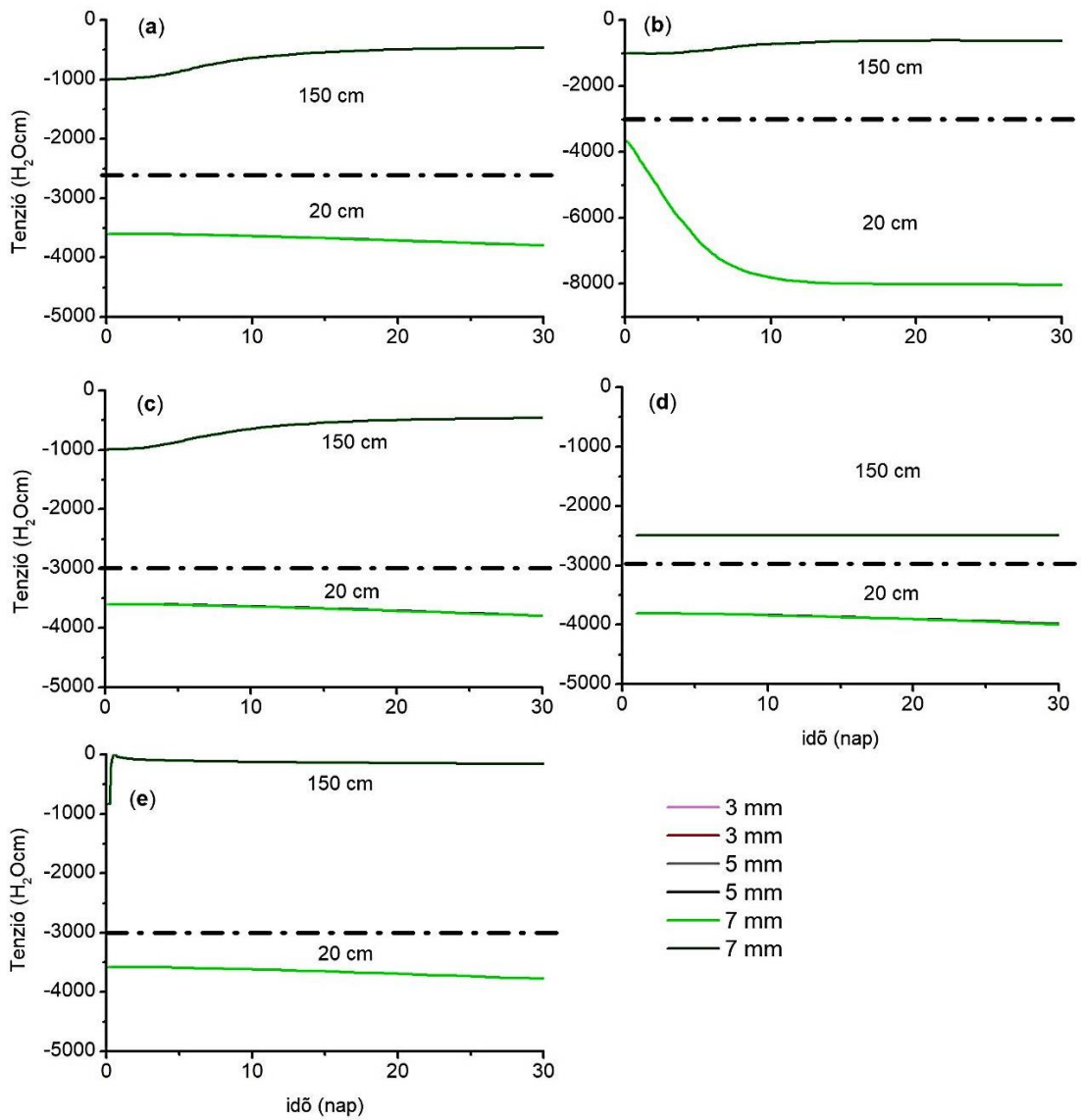
A -4000 H₂O-cm kezdeti tenzió esetén nem történt jelentős változás egyik scenárióban sem a 30 napos modellfuttatási periódus során sem a 20 cm-es, sem a 150 cm-es megfigyelési pontokon az Okor és a cúni mintaterületek esetében (34. és 36. ábra). Ez alól csak a dinamikus vízszint + növényzet és az átlagos +1 m talajvíz scenáriók jelentettek kivételt. Nagyobb időbeli változások voltak megfigyelhetőek azonban a korcsinai mintaterületnél (35. ábra).

A dinamikus vízszint+növényzet esetén az egyébként is száraz kiindulás tenzióértékek tovább csökkentek (negatívabbak lettek) mindhárom modellezett területen. Az utóbbi scenárió esetén a végső, $\approx 8000 \text{ H}_2\text{O-cm-es}$ tenzióértékeket már az 5., illetve a 10. napon elérte a talaj a 20 centiméteres megfigyelési pontban a cúni, illetve a korcsinai mintaterületen. Jelentősen eltérő képet mutatott az Okor mintaterület: itt a 20 cm-es mélységben meredeken süllyedt a tenzió, majd a 2. naptól kezdve -100 000 H₂O-cm-en állandósult (36. ábra). Ez nagy valószínűséggel a talajvíztükör felett elhelyezkedő tagolt rétegzettséggel magyarázható: a közepes homok, finom

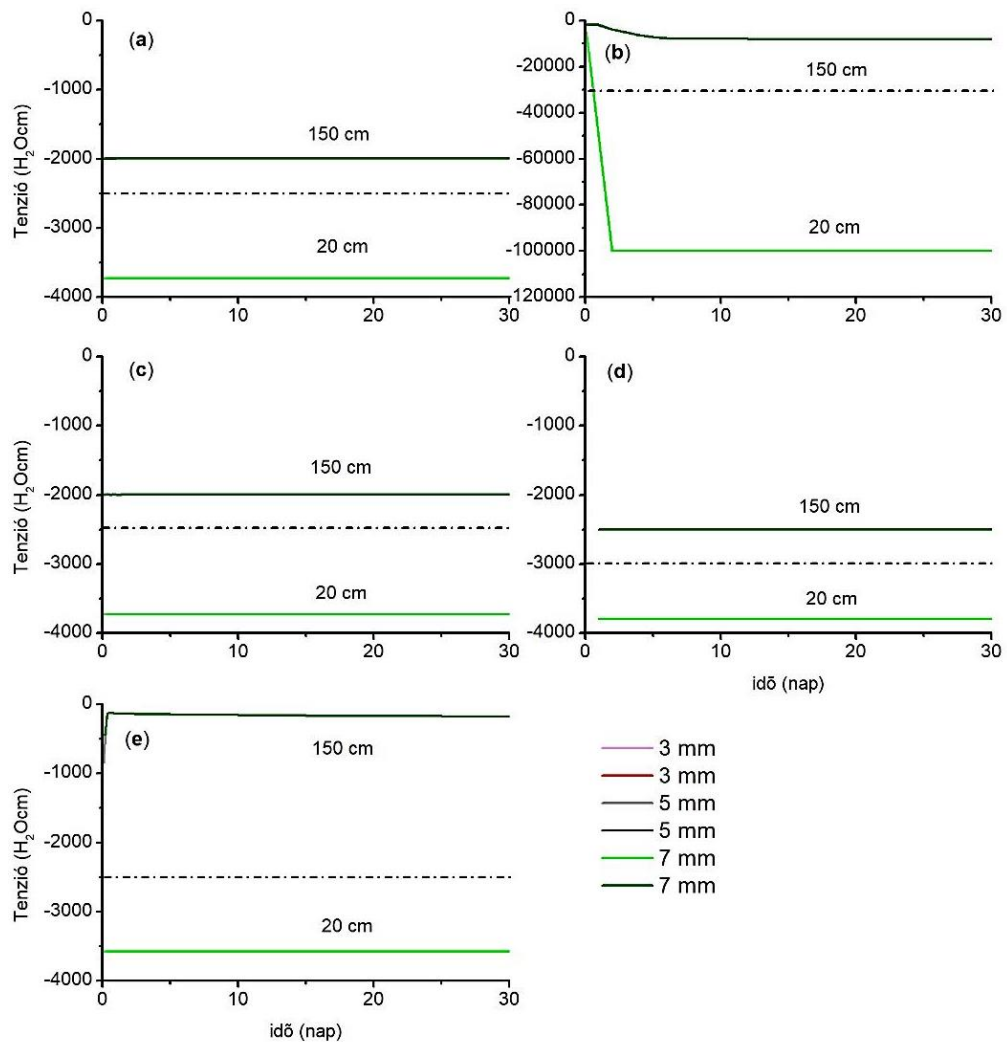
homok és vályogos homokrétegek váltakozásával alulról felfelé haladva. A felettük elhelyezkedő közepes homok (320 cm felett) azonban a nagyobb átlagos pórusméreteknek köszönhetően nem tudott kellő mértékű szívóerőt kifejteni az alatta elhelyezkedő finomabb pórusokban elhelyezkedő, erősebben kötött talajnedvességre, megakadályozva ezzel a kapilláris vízemelést a szelvény felszínközeli rétegeinek irányába.



34. ábra A cúni mintaterület prediktív modellezett tenzió időszora -4000 H₂O-cm kezdeti felszíni tenzióval (saját szerkesztés)



35. ábra A korcsinai mintaterület prediktív modellezett tenzió időSORA -4000 H_2O -cm kezdeti felszíni tenzióval (saját szerkesztés)



36. ábra Az Okor mintaterület prediktív modellezett tenzió időSORA -4000 H₂O-cm kezdeti felszíni tenzióval (saját szerkesztés)

5.7.6. A talajnedvesség prediktív modellezési eredményei -330 H₂O-cm kezdeti tenzió esetén

Amikor a kezdeti felszíni szívóerőt -330 H₂O-cm -re állítottam be, akkor nagyobb nedvességváltozás jellemezte a modellezett 30 napos tenzió időSOROKAT. Ez főleg a 20 centiméteres mélységben elhelyezett megfigyelési pont esetében volt igaz. Általánosságban elmondható volt, hogy a 20 cm-es mélységben elhelyezett megfigyelési ponton a tenzió érzékenyebben reagált az input paraméterek változtatására (jelen esetben a kezdeti felszíni tenzióra), mint a 150 cm-es megfigyelési mélységben. Ez az eredmény jó összhangban van a terepi megfigyeléseinkkel, valamint monitoring eredményeinkkel is.

Szintén általánosan megállapítható, hogy a tenzióértékek folyamatosan csökkentek a 30 napos modellfuttatás során. Ez alól csak az Okor mintaterület volt kivétel, ahol az átlagos + 1m víztükör-mélység esetében, a 150 cm-es megfigyelési ponton tenzióemelkedést figyeltünk meg, ami a kapilláris vízemelést meglátja. Itt talajvíztükör már a homogén, 320 cm felett elhelyezkedő közepes homokban volt, így nem akadályozta a réteg és tenzióhatár a vízemelést. A többi talajvíztükör scenáriót tekintve a három mintaterület közül az Okor mintaterület rendelkezett legkisebb tenzióváltozékonysággal és tenziókülönbséggel a 20 és 150 cm-es megfigyelési mélységek között. A cúni és a korcsinai mintaterületeken a modellfuttatások azt mutatták, hogy a modellfuttatás 30. napján a mátrix potenciál egyre negatívabbá vált a felszín közelében: ez a vertikális tenziókülönbség azonban nem indukált felszín felé irányuló szívóerőt, kapilláris vízemelést.

A cúni mintaterület nedvességdinamikája a HYDRUS-1D modellfuttatások alapján

A modellfuttatások alapján jelentős különbséget találtam a 20 és 150 cm mélységben megfigyelt tenziók idősorában, mind a görbék alakját, mind pedig a görbe meredekségét tekintve. Az öt talajnedvesség scenárió közül a dinamikus talajvíztükör, az átlagos, az átlagos -1 méter és az átlagos+1 méter idősor-görbéi hasonló lefutásúak, egy kivétellel hasonlóan viselkedtek, azonban a dinamikus talajvíztükör változás + növényzethatás esetében a tenzió esése meredekebb és a végső tenzióérték jelentősen alacsonyabb volt, mint a másik négy scenárió esetében.

Húsz centiméteres mélységben az összes scenárió esetében a kiindulási tenzió értéke $-300 \text{ H}_2\text{O-cm}$ körül volt, mivel nagyon közel voltak a felszínhez, ahol -330 cm-t állítottam be, egyenletesen csökkentve a tenziót telített állapotig, a talajvíztükörig. A 3, 5 és 7 mm/nap párolgási scenáriók között jelentős különbséget mutatott a modell, mind a tenzió változás meredekségében mind pedig a tenzió-idősor lefutásában (37. ábra). A tenzióértékek mindegyik scenárió esetén csak gyengén csökkentek a modellfuttatás első napjaiban, majd meredekebben csökkentek a 10. és a 20. napok között, főleg azon scenáriók esetén, ahol a napi párolgást 5, illetve 7 mm-nek állítottam be. Amikor a napi párolgás 3 mm volt, ott a csökkenés viszonylag egyenletes, graduális volt a 30-napos modellperiódus során. A leírtaktól csak a dinamikus+növényzet scenárió volt

kivétel, ahol a legnagyobb csökkenés a 15. és 25. napok között következett be mindhárom napi párolgási érték esetében.

A dinamikus talajvíztükör változási scenárió szerint 3 mm napi párolgás esetén a kezdeti tenzió különbség 177,28 H₂O-cm volt a 20 és 150 cm mélységben található két megfigyelési pont között. Ez a különbség dinamikus talajnedvesség scenárió esetén a modellfuttatás végére (30. nap) 537,97 H₂O-cm-re nőtt. Ugyanez a különbség a 30. napon 789,86 és 815,88 H₂O-cm volt a napi 5, illetve 7 mm párolgás esetén, ebben a sorrendben. Ennek ellenére mégsem következett be kapilláris vízemelés a modell szerint.

A dinamikus talajvízszint-változás + növényzet scenárió rendelkezett a legnagyobb eltéréssel a kiindulási állapothoz képest, itt a tenzió különbség a 20 és 150 cm-es mélységek között 175 H₂O-cm volt a futtatás kezdetén, ami a 30. nap végére 7818 H₂O-cm-re nőtt (36b ábra). A dinamikus + növényzet scenárió esetében a tenzióértékek jelentősen nem változtak a modellfuttatás időtartama alatt a 150 cm-es mélységben a cúni mintaterületen (24,75 H₂O-cm csökkenés), azonban 20 cm-en a csökkenés mértéke elérte a 7667,96 H₂O-cm-t. A párolgás mértékétől szinte függetlenül a 30. napon mért tenzió értékek -8000 H₂O-cm körül mozogtak (3 mm/nap: -7971,68 H₂O-cm-t, 5mm/nap: -7998,73 H₂O-cm-t, 7 mm/nap: -8001,3 H₂O-cm). Ez azt jelenti, hogy a 30. napra még napi 7 mm-es párolgás során sem közelítették meg a tenzióértékek a hervadásponthoz, de vízstressznek már jelentős mértékben kitétek a növényi sejteket.

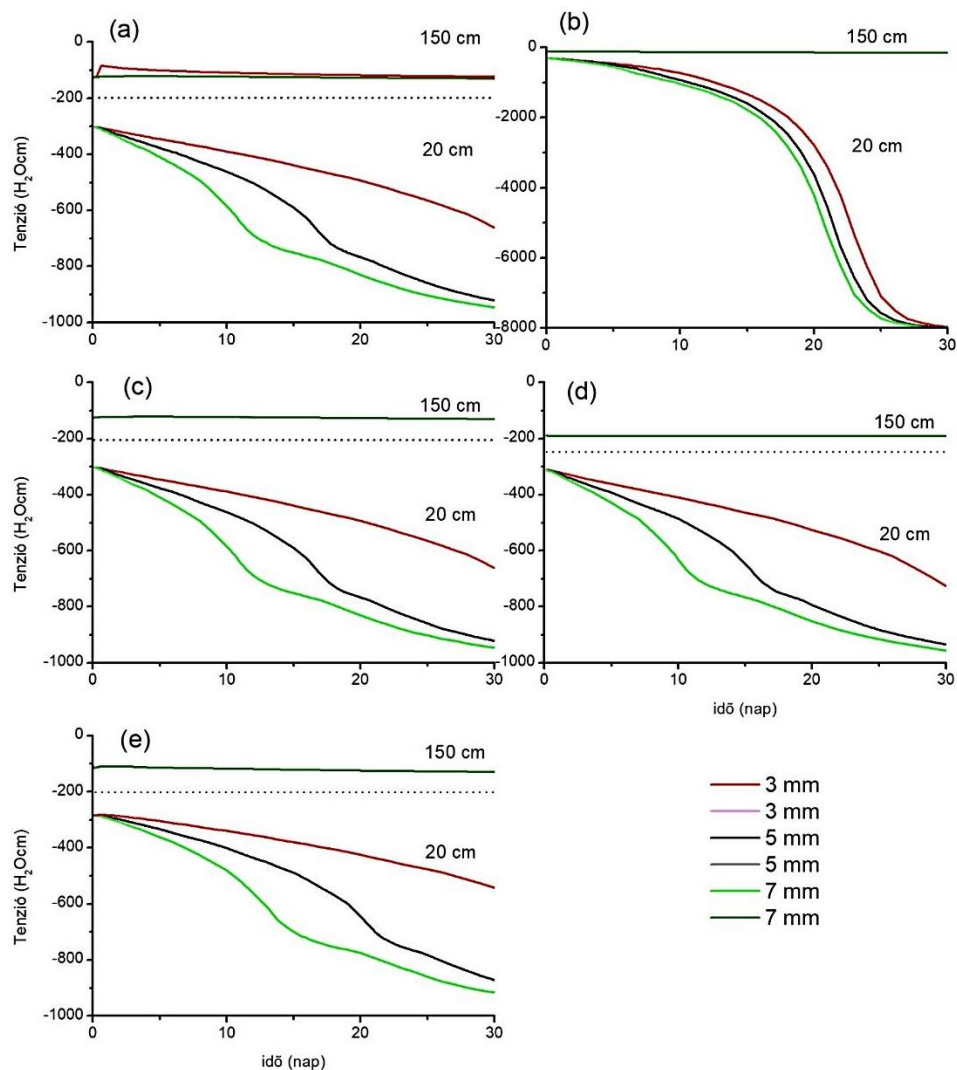
A másik négy talajnedvesség scenárió esetén a tenziót csak a napi párolgás csökkentette, ezeknél a scenárióknál a növényzet párologtatása nem játszott szerepet. Emiatt a tenzió és a talajnedvesség értéke sokkal kisebb mértékben csökkent mind a négy esetben, mint a dinamikus + növényzet scenárió esetén.

Az átlagos talajvíztükör mélység esetén a kezdeti tenzió különbsége a 20 és 150 cm-en elhelyezett megfigyelési pontok között -178,5 H₂O-cm volt, ez a különbség a 30. nap végére -530,895 H₂O-cm-re nőtt. A modellfuttatás szerinti 30. nap végére 20 cm mélységben 3 mm/nap párolgás esetén a tenzió elérte a -661,6 H₂O-cm-es értéket, 5 mm-es napi párolgás esetén -920,41 H₂O-cm-t, amíg 7 mm-es párolgás esetén a modellfuttatás eredménye -946,93 H₂O-cm (38c ábra).

Az átlagos talajvíz-szint-1 méter talajvíz-szint esetén a kezdeti tenzió különbsége 179,5 H₂O-cm volt a 20 és 150 cm mélyen elhelyezett megfigyelési pont

között, amely különbség a 30. nap végére $-535,9 \text{ H}_2\text{O-cm}$ értéket érte el. A tenzió csökkenése 150 cm -en nem volt szignifikáns ($0,43 \text{ H}_2\text{O-cm}$) a 30 napos futtatási periódus alatt. A futtatás periódus végére (30. nap) 20 cm mélységben $-726,32$, $-933,97$ és $-956,2 \text{ H}_2\text{O-cm}$, volt 3 , 5 és 7 mm napi párolgás során, ebben a sorrendben.

Az átlagos talajvíz-szinttől 1 méterrel magasabb talajvíz-szint esetén a kezdeti tenzió különbsége $-258,87 \text{ H}_2\text{O-cm}$ a 20 és 150 cm megfigyelési pont között, ez a 30 . nap végére elérte a $412,03 \text{ H}_2\text{O-cm}$ -t. A tenzió csökkenése 150 cm -en $-102,76 \text{ H}_2\text{O-cm}$ 30 nap alatt. A futtatás 30 . nap napjára ebben a szcenárióban a 20 cm -es mélységben kapott tenzióértékek $-541,83$, $-871,85$ és $-917,16 \text{ H}_2\text{O-cm}$ volt, 3 , 5 és 7 mm napi párolgás esetén.



37. ábra A cüni mintaterület prediktív modellezésének tenzió idősorai $330 \text{ H}_2\text{O-cm}$ kezdeti felszíni tenzióval: (a) dinamikus talajvíztükör csökkenése; (b) dinamikus talajvíztükör csökkenése és növényzethatása; (c) átlagos talajvíztükör; (d) átlagos talajvíztükör -1 méter; (e) átlagos talajvíztükör $+1$ méter. (saját szerkesztés)

Az Okor mintaterület nedvességdinamikája a HYDRUS-1D modellfuttatások alapján

Hasonlóan a cúni mintaterülethez az eredményként kapott tenzió idősorok jelentősen különböztek a 20 és 150 cm-es mélységek között, mind a görbék alakját mind pedig a görbék meredekségét tekintve. Megegyezően a cúni mintaterülettel, a dinamikus talajvíztükör változás + növényzet talajvíztükör scenárió esetén jóval negatívabb tenzióértékeket kaptunk, mind a másik négy talajvíztükör modell esetében.

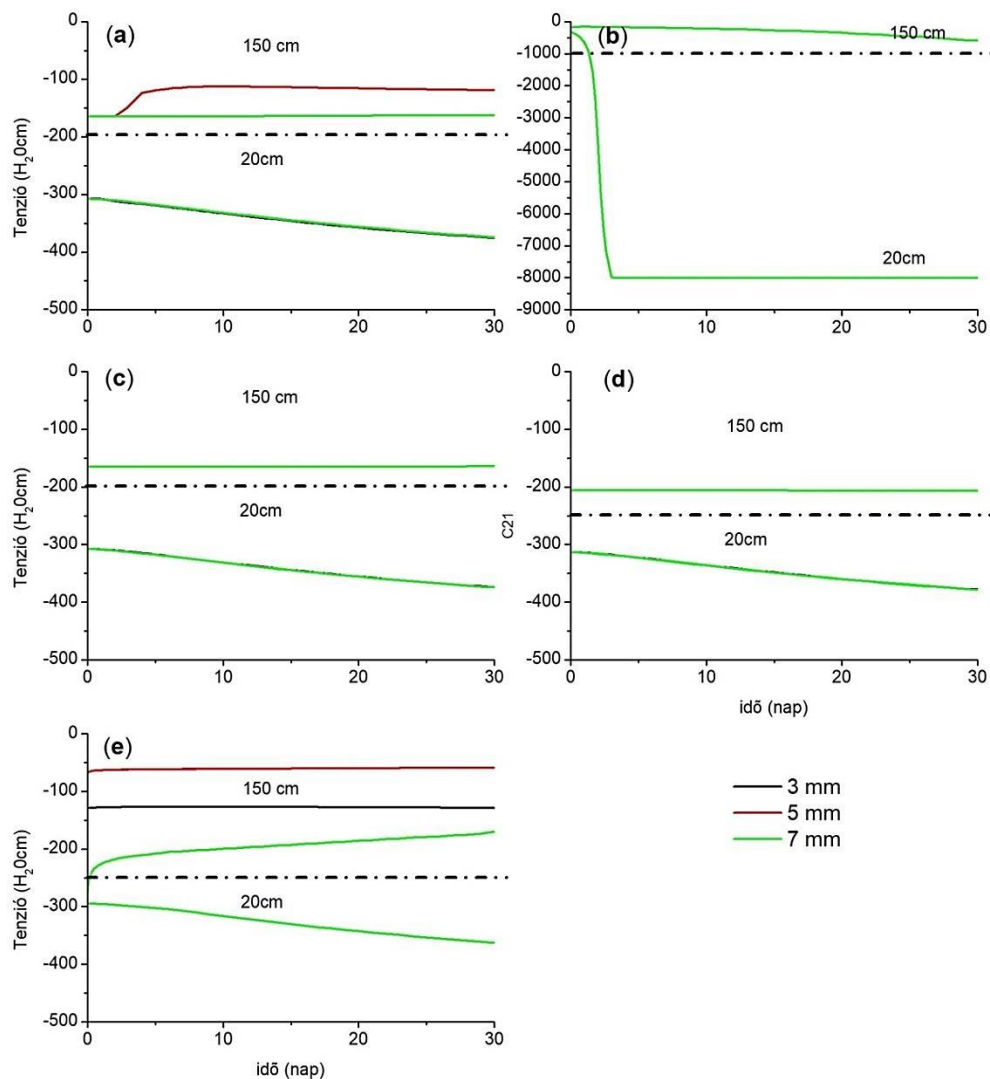
Ennél a mintaterületnél is csak minimális tenziócsökkenést tapasztaltam a 150 cm mélységében a 30 napos modellperiódus során, azaz a párolgása hatása inszignifikáns volt mind a három napi párolgási scenárió esetén. A 3, 5 és 7 mm párolgási scenárió között nagyobb különbséget adtak a modellfuttatások, mint a cúni mintaterület esetében, ez főleg a tenzióváltozás meredekségében és a tenzióváltozás lefutásában volt megfigyelhető (39. ábra).

A kezdeti tenziók 20 cm-en jellemzően -160 és -250 H₂O-cm voltak a futtatás kezdetekor. A 30. napon ezek az értékek -400 – -8000 H₂O-cm értékre csökkentek a 20 cm-es megfigyelési ponton. A dinamikus talajvíztükör változási scenárió szerint 3 mm napi párolgás esetén a kezdeti tenzió különbség 143 H₂O-cm volt a két megfigyelési mélység között. Ez a különbség a 30. futtatási nap végére 256,22 H₂O-cm-re nőtt. Ennek ellenére kapilláris vízemelés nem volt ebben a szelvényben a 20 cm-es megfigyelési mélységben.

A legnegatívabb tenzió értékek itt is a dinamikus talajvízszint+növényzet beállítás esetén voltak megfigyelhetők, de nem érték el a hervadásponthoz ebben az esetben sem a 30. nap végére (-7427,24 H₂O-cm) még a 20 cm-es mélységben sem (37 b ábra). Az alsó mérőponton a tenzió változás a cúni mintaterülethez hasonlóan szintén elhanyagolható volt, a 30. napra mindössze -424,82 H₂O-cm-re csökkent a tenzió. Az evaporáció hatása sem volt jelentős, a napi párolgástól függetlenül a végső tenzióértékek -8000 H₂O-cm körül mozogtak.

Az átlagos talajvíz-szinttől 1 méterrel alacsonyabb talajvíz-szint esetén sem jelentkezett aszályveszély az Okor mintaterületen. A tenzió csökkenése 150 cm-en nem volt szignifikáns a 30 napos futtatási periódus alatt, ami a kapilláris vízemelés jelenségét mutatja (ez a megfigyelési pont 280 cm-rel helyezkedett el a beállított víztükör-mélység felett). A párolgás, mint bemeneti paraméter hatása itt sem befolyásolta a modellfuttatás eredményeit, a végső tenzió értékek mindhárom párolgási scenárió esetében -378,83 H₂O-cm körül voltak.

Az átlagos talajvízszinttől 1 méterrel magasabban elhelyezkedő víztükör esetén a kezdeti tenzió jelentősen nem tér el az átlagos, illetve az átlagos-1m talajvíztükör scenáriókhöz képest. A 30. napon mért 150 cm-en megfigyelt tenzió értékek 7 mm/nap párolgás esetén már növekedtek a modell futtatás kezdetén meghatározott értékekhez képest ebben az esetben. Ez a tenzióemelkedés a 30 napos modellezési időszak alatt a kapilláris vízelelés meglétét bizonyítja (38e ábra). Hasonlóképpen, a dinamikus+növényzet kivételével, a többi scenárióban is stagnálás volt megfigyelhető a 150 cm-es mélységben, ami ismételten a kapilláris vízelést indukálja.



38. ábra Az Okor mintaterület prediktív modellezésének tenzió idősorai 330 H₂O-cm kezdeti felszíni tenziónál: (a) dinamikus talajvíztükör csökkenése; (b) dinamikus talajvíztükör csökkenése és a növényzet hatása; (c) átlagos talajvíztükör; (d) átlagos talajvíztükör -1 méter; (e) átlagos talajvíztükör +1 méter. (saját szerkesztés)

A korcsinai mintaterület nedvességdinamikája a HYDRUS-1D modellfuttatások alapján

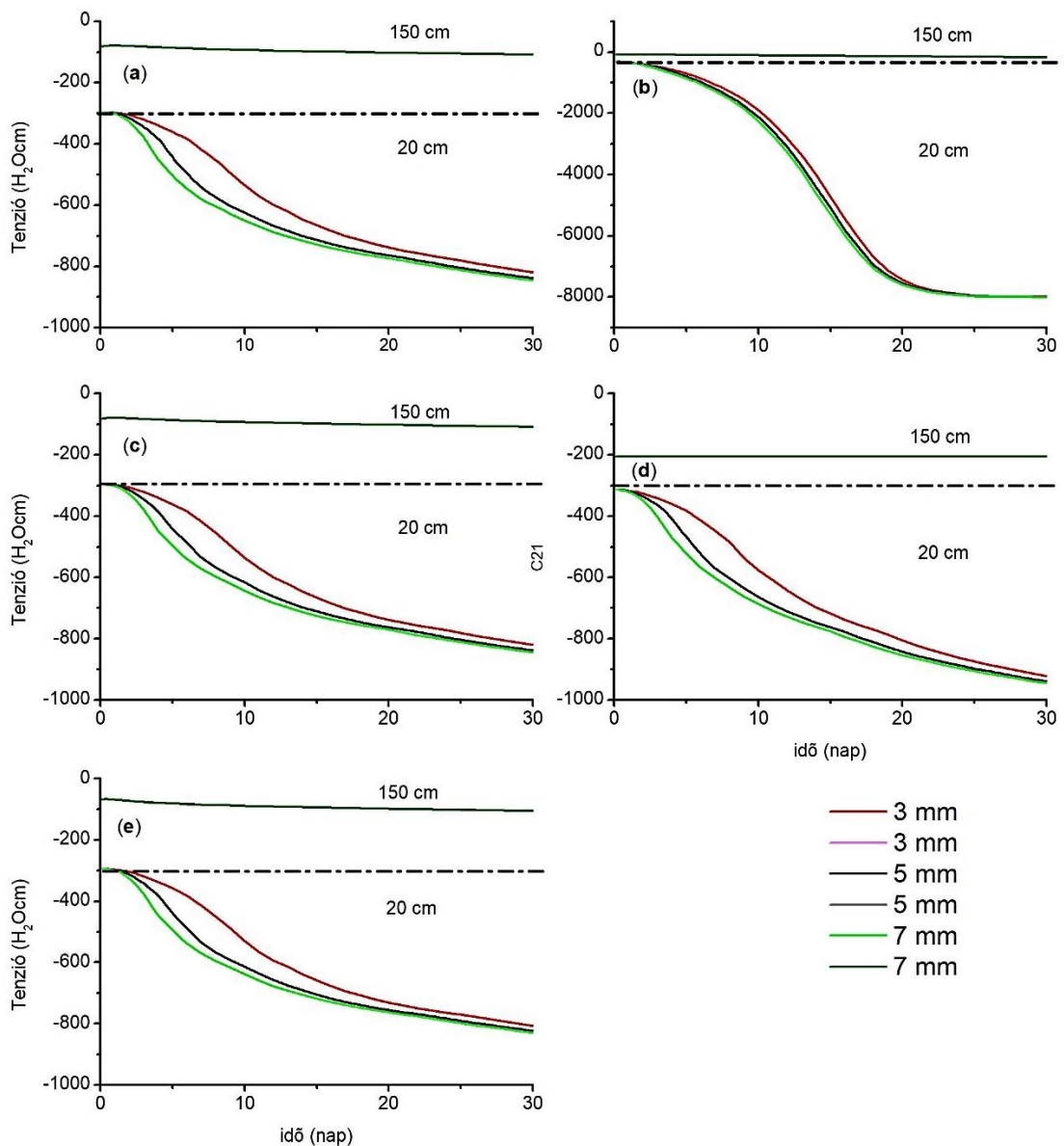
A korcsinai mintaterületen, akárcsak a másik kettő mintaterületen, a dinamikus talajvíztükör, az átlagos, az átlagos -1 méter és az átlagos +1 méter tenzió idősorai hasonló lefutásúak. Ennél a mintaterületnél is a dinamikus talajvíztükör változás + növényzet idősor mutatta a legjelentősebb eltérést. A korcsinai mintaterület azonban a cúni mintaterülethez hasonlít, mivel itt egyik scenárió esetében sem jelentkezett kapilláris vízemelés. A korcsinai és a cúni mintaterületek talajai ugyanis textúrálisan sokkal rétegzettebbek, mint az Okor minterületen, ez magyarázhatja az eltérő időbeli viselkedést (lásd rétegsorok, 22. *ábra*).

150 cm mélyen a tenzió változása nem volt jelentős egyik talajvíz scenárió esetében sem a modellezett időszak alatt (39. *ábra*). A tenzió változást leíró görbék kis meredekségűek a tenzió időben csökken. Az alsó megfigyelési ponton a párolgás hatása nem volt jelentős, a görbék átfedésben vannak, nem különíthetők el egymástól.

20 cm mélyen az összes scenárióra jellemző volt, hogy a tenzióértékek negatívabbak voltak, mint a 150 cm-es megfigyelési ponton. A három párolgási scenárió esetében itt már tapasztaltam némi különbséget, főleg az átlagos, átlagos-1m és az átlagos+1 méteres talajnedvesség scenárióknál a 3. és 23. napok között (40. *ábra*).

A dinamikus, az átlagos, az átlagos -1m és az átlagos +1m talajvíztükör scenáriók ennél a mintaterületnél is hasonlóan viselkedtek. A napi párolgás itt sem befolyásolta jelentősen a tenzióértékek változását, illetve a 30. napon mért értéket sem. A 30. futtatási nap végére jellemzően -800 H₂O-cm-re csökkent (szárazodott) a talaj a 20 cm-es megfigyelési mélységben. A két mérőpont közötti tenziókülönbség a 30. napon jellemzően 730-740 H₂O-cm körül alakult. Ennek ellenére, hasonlóan a cúni mintaterülethez, itt sem alakult ki kapilláris vízemelés modellszelvényben.

Ennél a mintaterületnél is a dinamikus talajvíz-szint változás + növényzet scenárió esetében csökkent tenzió a legnegatívabb értékre a 30. modellezési napon. Jellemzően -8000 H₂O-cm értékre süllyedt a modellezési periódus végére (39b *ábra*). A párolgásnak itt sem volt jelentős hatása a tenzió időbeli változására, valamint a végső tenzió értékre sem a 20 cm-es megfigyelési mélységben.



39. ábra A korcsinai mintaterület prediktív modellezésének tenzió idősorai 330 H₂O-cm kezdeti felszíni tenziónál: (a) dinamikus talajvíztükör csökkenése; (b) dinamikus talajvíztükör csökkenése és növényzethatása; (c) átlagos talajvíztükör; (d) átlagos talajvíztükör – 1 méter; (e) átlagos talajvíztükör +1 méter. (saját szerkesztés)

5.8. A modellezett talajnedvesség értékek térbeli kiterjesztése

5.8.1. A modellezett talajnedvesség értékek térbeli kiterjesztése lokális léptékben

Az oszlopkísérletek és a modellfuttatások eredményeinek térbeli kiterjesztése (felskálázása) mindig nehéz, több-kevesebb pontatlansággal járó feladat. Legtöbbször kényszerű kompromisszumok és egyszerűsítések alkalmazása szükséges. A tapasztalati talajoszlop mérések és a HYDRUS modellfuttatások azt mutatták, hogy a futtatás

eredményeit meghatározta (kapilláris vízemelés nagyságát) a talajszelvény rétegzettségére. A GPR felvételek elemzése során két kategóriát különítettem el: a homogén és a többszörös rétegzettségű morfológiai szerkezeteket. A többszörösen rétegzett – homogén területek aránya 1:3-hoz volt a Cún és az Okor mintaterületek erdős részénél, míg az Okor – Fekete-víz összefolyásánál az arány csak 1:2 volt (18. táblázat). A hisztogramok log normális eloszlást mutattak (40. ábra).

18. táblázat A talajtani-morfológiai egységek megoszlása a mintaterületeken, a GPR szelvények adatai alapján (saját szerkesztés)

<i>Mintaterület neve</i>	<i>Többszörösen rétegzett szerkezet (%)</i>	<i>Homogén szerkezet (%)</i>
<i>Cún</i>	69,20	30,80
<i>Okor felső (erdő)</i>	66,55	33,45
<i>Okor - Fekete-víz</i>	0,45	0,55

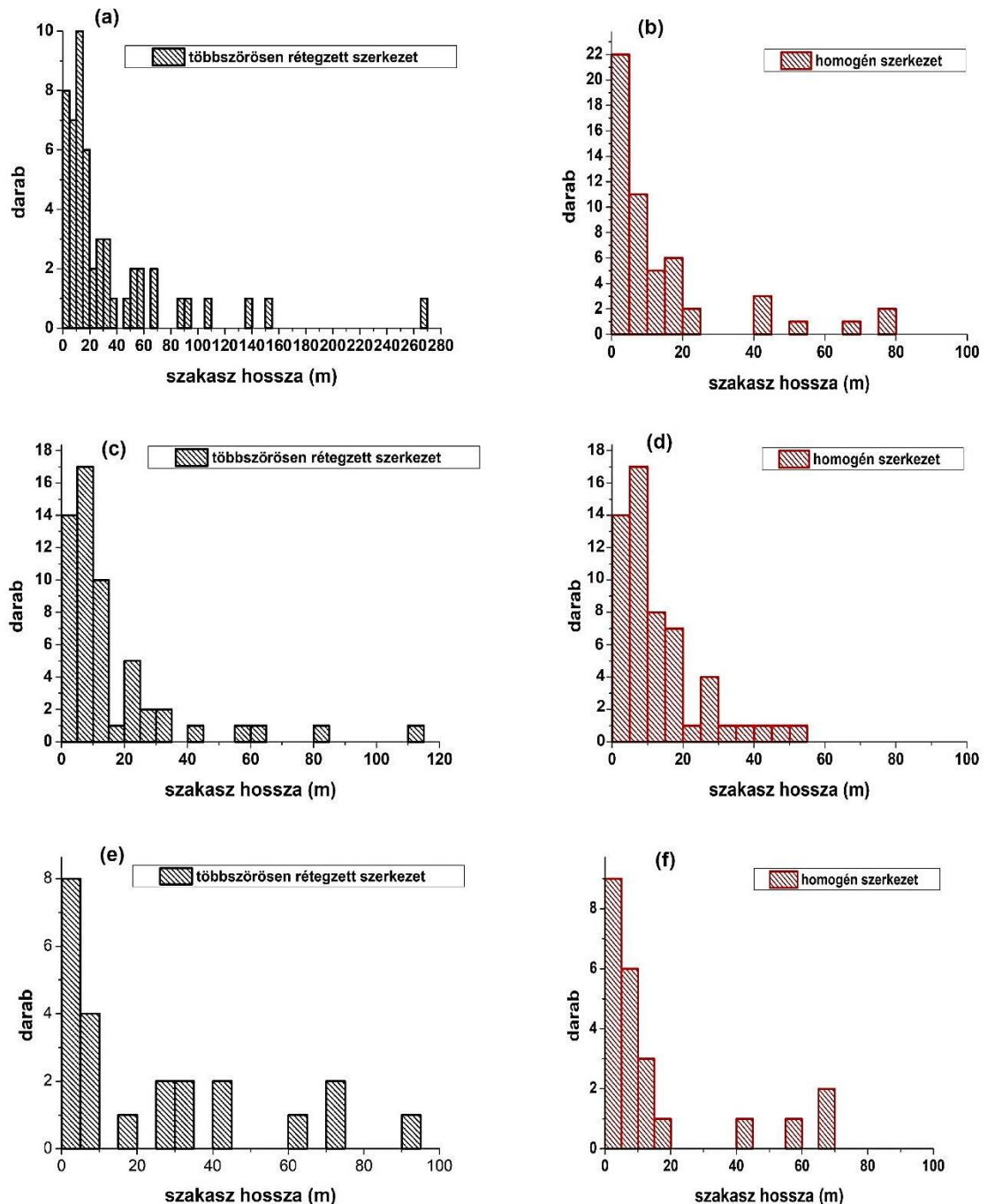
A Cún mintaterületen végzett GPR felvételezés és a TWI index összehasonlítása azt mutatta, hogy a többszörösen rétegzett talajok és a homogén szerkezetű területek jól elkülönülnek egymástól. Ahol a TWI indexnek lokális maximum van és értéke nagyobb mint 6, ott sarlólapos terület található, amely a GPR adatok alapján homogén szerkezetet mutat. Ahol a TWI index lokális minimuma értéke 6-nál kisebb, azok a területek a GPR adatok alapján heterogén szerkezetűek (41. ábra).

A cúni mintaterület GPR felvételének összesített hossza 2646 méter volt. A felmérés azt mutatta, hogy mind a homogén, mind a többszörösen összetett szerkezetű GPR szakaszok között 20 méternél kisebb szakaszok jellemezték a felmérés többségét. A homogén szerkezet legnagyobb kiterjedése (hossza) 75 méter volt, míg a többszörösen összetett szerkezetnél 267 méter (40. a és b ábra).

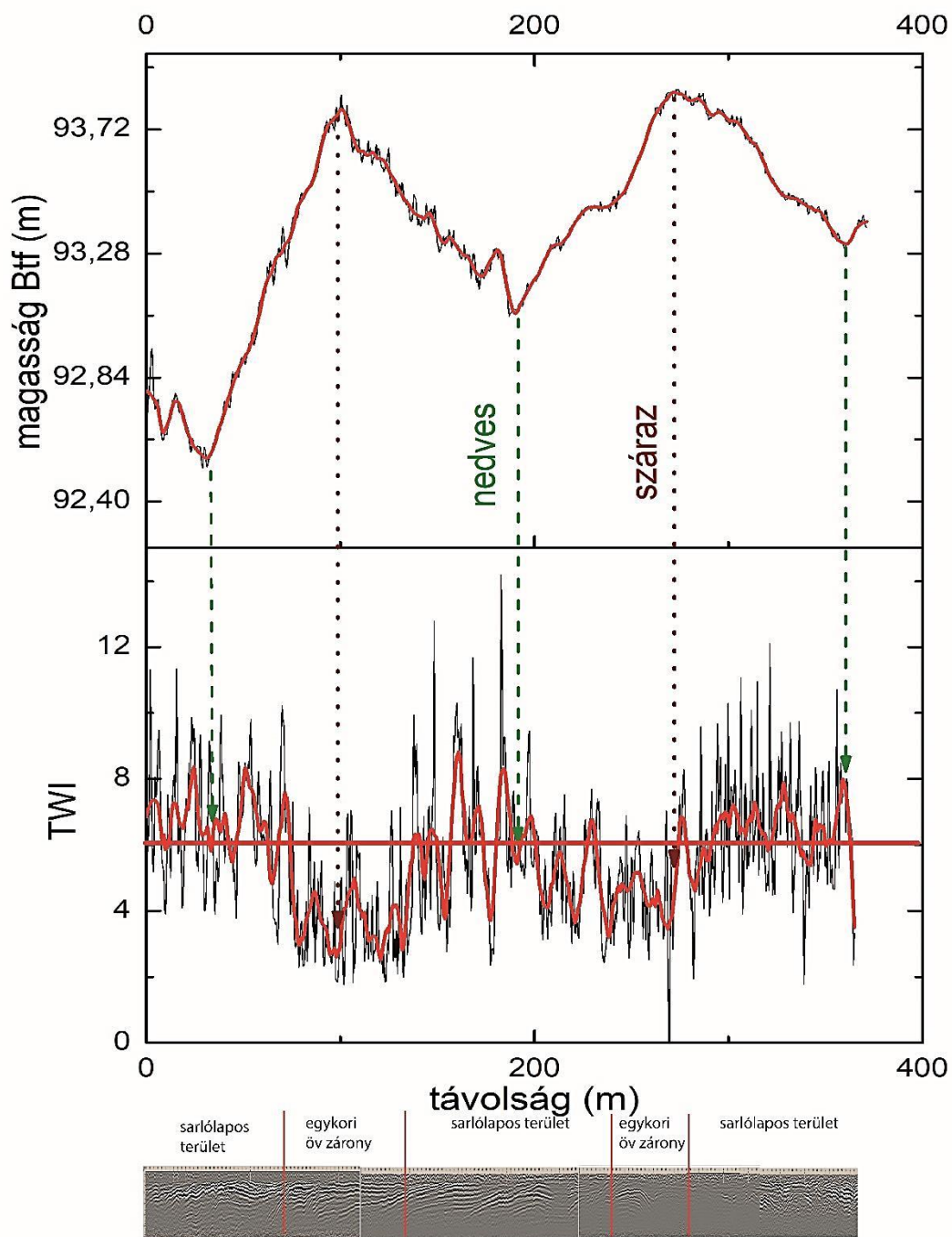
Az Okor - Fekete-víz mintaterületen a felmért területek között a heterogén és homogén szerkezetű szakaszok hosszát kis különbség jellemezte (18. táblázat). A leghosszabb homogén szerkezetű szakasz hossza 53 méter volt, míg a többszörösen összetett szerkezetnél 110 méter (40. c és d ábra). A GPR felmérés itt összesen 1527 méterre terjedt ki. Ezen a mintaterületen a 20 méternél kisebb szakaszok voltak a leggyakoribbak közel azonos számban (38 darab homogén, 39 darab heterogén).

Az Okor erdei felmérés esetében a homogén és a többszörösen rétegzett szerkezetű szakaszok hossza megegyezett a Cún mintaterületen felmérttel (18. táblázat).

A felmérés összesített hossza itt 930 méter volt, ezen a területen is a többszörösen rétegzett szerkezetű szakaszok (93 méter) átlagban hosszabbak voltak, mint a homogén szakaszok (69 méter) (40. e és f ábra).



40. ábra Homogén és a többszörösen rétegzett talajtani-morfológiai egységek eloszlása a Cún mintaterületen a, b.; Okor – Fekete-víz mintaterület c, d; Okor erdő mintaterület e, f (saját szerkesztés)

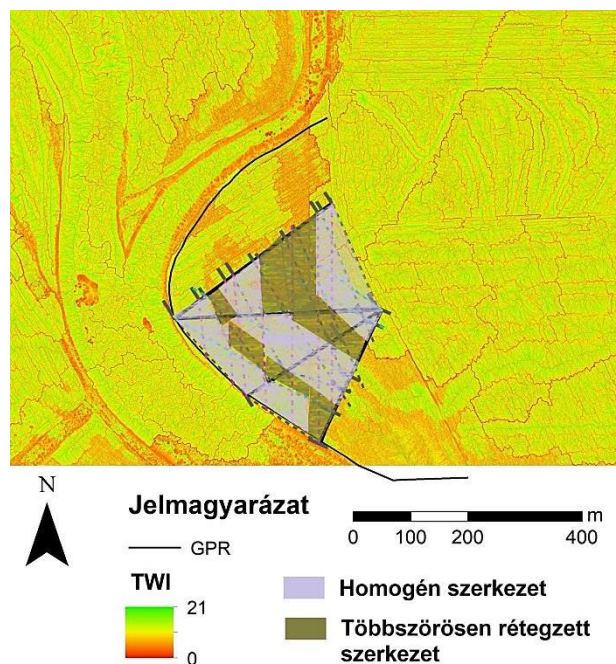


41. ábra Cún mintaterületen a 707-710. közötti szakasz GPR képe és TWI index eloszlása, 2 méter mélységben a többszörösen rétegzett morfológiai egységek az övzátányokat jelölik, a homogén szakaszok pedig a sarlólapos területeket, Dr. Sipos György GPR felmérése alapján (saját szerkesztés)

A térbeli kiterjesztés során az egyszerűbb geometriai formák kialakítását céloztam meg, azaz nem a sarlólaposok és egykori övzátonyok valóságú geometriai leképezését tekintetem fő feladatnak. Ez alapján az alábbi lokális modellt hoztam létre, melynek főbb jellemzői:

- a modelltér mozaikszerű, ismétlődő egységek alkotta textúra, így horizontálisan kiterjeszthető;
- bármikor megszakítható más domborzati, hidrogeográfiai elemmel (pl.: vízfolyás, holtág, stb);
- a hidrológiai modellképzést tekintve mérettartó, mert a téglalapokká, négyzetekké egyszerűsített formák fő paraméterei a GPR felvételekből származtak;
- területi arányokat tekintve szintén mérettartó, mert az eltérő hidrológiai tulajdonságokkal (kapilláris vízemelő-képességgel) rendelkező cellák gyakorisága megfelelt az ortofotók által szolgáltatott eloszlásnak

A GPR felvételeket tehát egy olyan raszterhálónak transzformáltam, amelyekben a homogén és a többszörösen rétegzett szelvények váltakoztak. A raszter kiosztást azonban területenként módosítanom kellett. Emiatt több helyszínt vontam be a vizsgálatba, mivel információkat akartam szerezni arról, hogy a raszter kiosztást területenként miként kell változtatni. Ennek megfelelően a Dráva-mente alacsonyabb térszíni részein és a Dráva folyóhoz közel (Cún-Szaporca, Felsőszentmárton, Vejti, Hírics, Piskó, Zaláta) ezek a formák meglehetősen szabályosan és párhuzamosan vagy ívelten váltakoznak, mivel ezek formakincsükben az egykori övzátony-képződést reprezentálják (42. ábra).

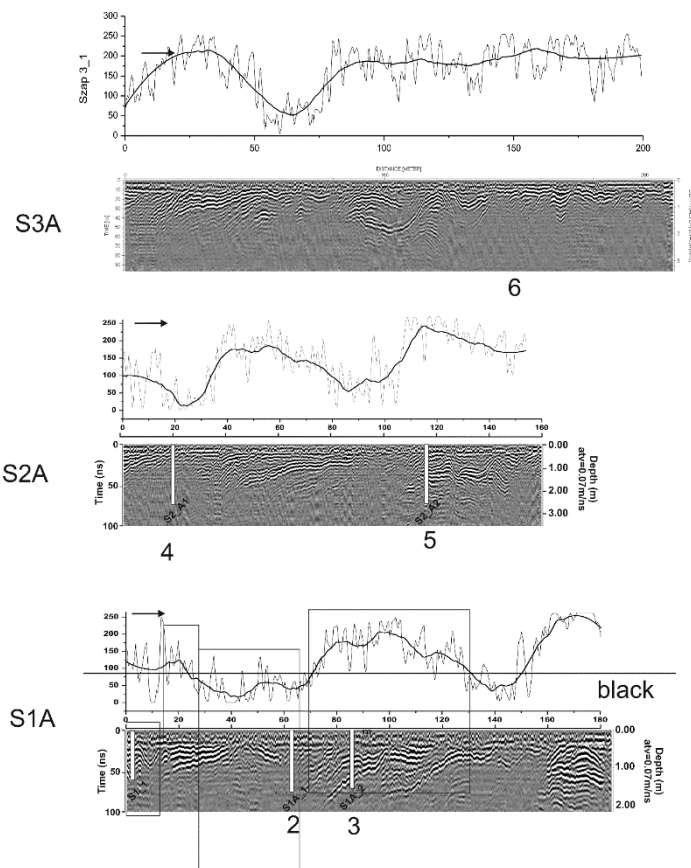


42. ábra Dr. Sipos György GRP felvételezése alapján kiterjesztett homogén és többszörösen rétegzett morfológiai és szerkezeti egységek a cúni mintaterületen (saját szerkesztés)

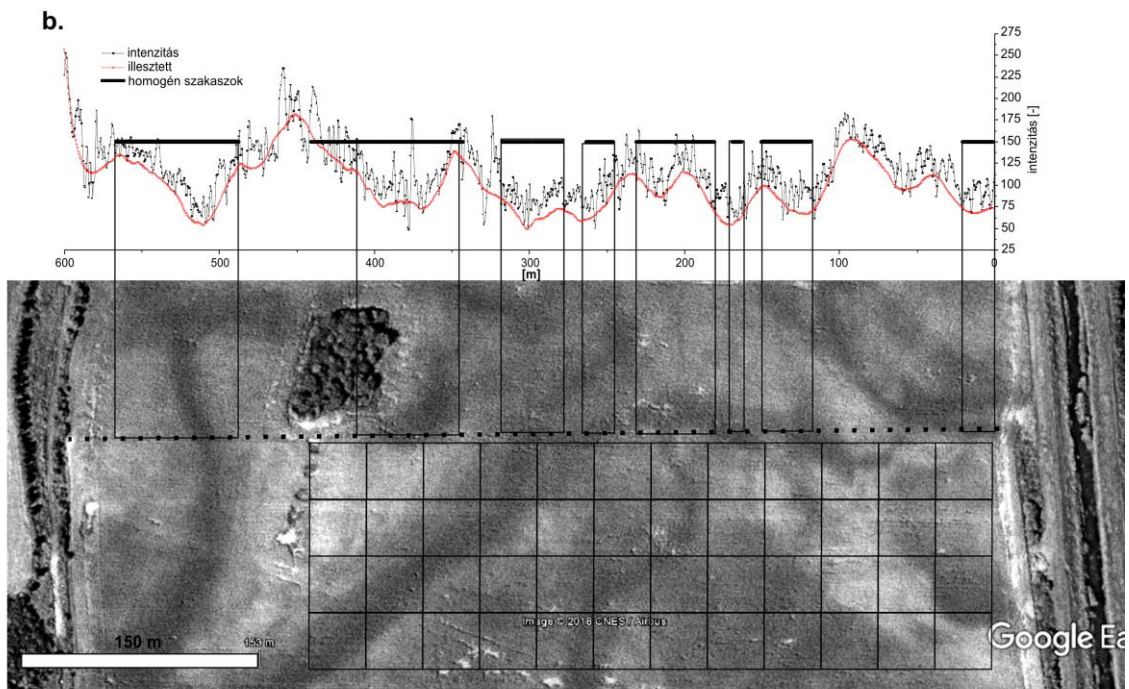
A Drávával közvetlenül szomszédos területekkel szemben a Fekete-víz, Okor, valamint Korcsina térségében a dombhátak, kisebb-nagyobb magaslatok hatására között kialakuló szűkebb folyómenti árterek geomorfológiai fejlődése eltérő volt. Ezekben a térségében a morfológia szabályszerűség (sarlólapos-övezet, *ridge-and-swale* szerkezet) némileg változik, mivel a dombhátak, kisebb-nagyobb magaslatok között kialakuló szűkebb folyómenti árterek geomorfológiai fejlődése eltérő. Itt a 600 m-es GPR nyomvonal egy olyan ártéri területen haladt keresztül, amely dél felől a Sellyei-homokháttal, magaslattal határos. A szabályozott Fekete-víz medrétől távolodva fellelhetők az egykori folyómedrek. A mintegy 600 m hosszú nyomvonalon az alacsony (fehér) és a magas (fekete) intenzitású területek ennek megfelelően váltakoznak (43. és 44. ábra). A statisztikai vizsgálatok eredményeként a GPR nyomvonalon mind a homogén, mind a többszörösen rétegzett szakaszok leggyakoribb hosszúsága 38 ± 5 m (45. ábra). Ennek megfelelően a részterület rasztere felépíthető 38×38 m oldalhosszúságú négyzetekből, ahol a kettő rétegzettségi típus sakktábla-szerűen váltogatja egymást.



43. ábra ImageJ programmal processzált RGB 8 -as újraosztályozott mintaterület: a fehér foltok homok textúra, a középszürke foltok vályog, a sötét és fekete foltok pedig az agyag textúra felszíni távérzékeléssel érzékelhető előbukkanásai (forrás: google earth, saját szerkesztés)

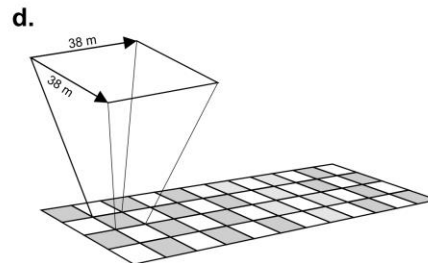
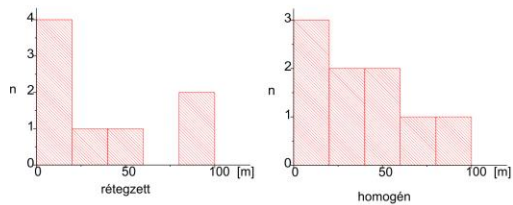


44. ábra Példa A Cún-Szaporca részterület I.-es helyszínének módosított ortofotóiból származó színek eloszlás, a GPR vonalak és a színintenzitás összefüggése. (A fekete 0 értékű, a fehér 255) – Dr. Marcin Slowik GPR felmérése alapján (forrás: SALEM et al. 2018, saját szerkesztés)



c.

N stat. eredmény	N	Missing	Mean [m]	Standard Deviation	SE of Mean
rétegzett	8	0	38,12	34,31	12,13
homogén	9	0	38,11	30,66	10,22



45. ábra Példa a Fekete-víztől D-re eső terület modellalkotási lépései; a, a kiválasztott terület elhelyezkedése; b, képanalízis, a GPR nyomvonal intenzitása és a manuálisan leválogatott homogén területek szakaszai (fekete vastag vonal). c., a GPR felvételekből leválogatott homogén és többszörösen rétegzett szakaszok statisztikai feldolgozása, d, modellalkotás az eredmények alapján (forrás: google earth, saját szerkesztés)

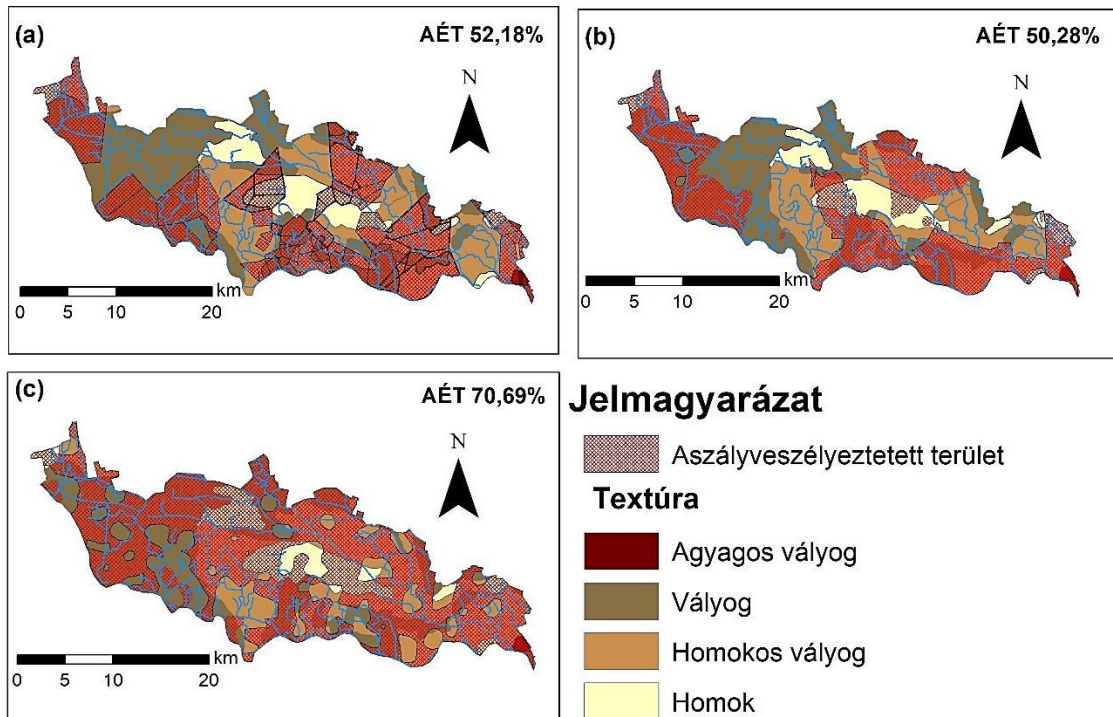
5.8.2. A modellezett talajnedvesség értékek térbeli kiterjesztése regionális léptékben

A rétegtani adatokat és a hidrológiai modellezés eredményeit az ártéri léptékben felskáláztam, létrehozva egy regionális modellt. A regionális modell a textúrák és réteghatárok alapján, a terület nedvességdinamikáját, nedvességmegtartó és nedvesség szolgáltató képességének térbeli eloszlását tartalmazza. Szintén ezen térképek alapján határolhatók le az aszályérzékeny területek (AÉT) is.

Az AÉT-k területi aránya eltérő volt a három fúrás mélységtartomány esetében. Az AÉT felszíni kiterjedése (20 cm) 16% volt, mely 4%-kal nagyobb, mint az AGROTOPO esetében a homok textúrájú rétegek aránya felszínen. 60 cm mélységben a homok textúrájú rétegek aránya 25% volt, míg ez az érték, illetve 52% -ra nőtt a 120 cm mélységben. Ha a három mélység textúra-poligonjait összeolvastottam, akkor a teljes terület 52,18%-a volt tekinthető aszályveszélyeztetettnek (46a. ábra).

A Kriningeléssel kiterjesztett pontmérések azt mutatják, hogy a kiterjesztés során míg az egyszerű Krigingelés a mintaterület 50,28%-a aszályveszélyeztetett (46b. ábra), addig a domborzat és a sarlólapos -övezet struktúrákat figyelembevevő Krigingelés esetén a terület 70,69%-a bizonyult aszályveszélyeztetettnek (46c. ábra).

Az AÉT területek éles textúrahatárokkal is rendelkeznek: ezek megakadályozzák a talajvíz irányából történő kapilláris vízemelést is. Ezek a területek összetetten rétegzett talajokkal jellemezhetők, így valószínűleg megfelelnek a fluviális eredetű többszörösen összetett eltemetett övezet struktúráknak. Ennek megfelelően az aszályérzékeny területek általában közelebb helyezkednek el a Dráva-folyóhoz. Ezek kialakulása arra vezethető vissza, hogy az ártér alsó részének rendszeres elárasztása gyakran többrétegű szerkezetet hozott létre, míg a magasabb térfelszíni elhelyezkedésű területeket inkább agyagos, iszapos és vályog textúrájú talajok jellemzik (46. ábra). Aszályérzékeny területek dominálnak az Ős-Dráva működési területének központi és keleti részén, mind az AGROTOPO, mind pedig az általam szerkesztett aszályérzékenységi térképen. Az aszályérzékenységi térkép azonban az AGROTOPO térképtől eltérően, a szárazságérzékeny területeket a Dráva-sík északnyugati peremén nem azonosította (46b. ábra).



46. ábra A talaj texturális rétegzettségének térbeli vizualizációja a Dráva-síkra három eltérő interpolációval. A háttér-térkép az AGROTOPO fizikai fedvénye. (a) Thiessen poligon, (b) Kriging, (c) Kriging inetpoláció magasság és sarlólapos területek figyelembevételével (saját szerksztés)

Az AÉT térképek a DOSOReMi adatbázis pontjaihoz végzett validálás során azt tapasztaltam, hogy a domborzattal és sarlólaposterületekkel módosított Krigelés mutatkozott a legjobb interpolációnak a (66,69%), míg a hagyományos (ordinary) Krigingelés (69,49%), míg Thiessen poligon kiterjesztés 60,19% pontosságúnak bizonyult.

6. Konklúziók és az eredmények összefoglalása

Az ártéri talajok genetikájukból adódóan, mind horizontálisan, mind vertikálisan heterogén képződmények. A fluvisolok (ártéri talajok, öntéstalajok) vízgazdálkodási tulajdonságaik ezekhez a morfológiai formákhoz igazodnak. Területi vízháztartási modellalkotás esetén a talajvíz-felszín távolsága és a gyökérszóna (ezzel együtt a fedettség) az, ami tovább módosítja a kapilláris vízemelés által szolgáltatott vízmennyiséget. E méterről méterre változó paraméterek beépítését a területi vízháztartási modellbe több oldalról megközelítve kíséreltem meg, mely oszlopkísérleteken és helyszíni adatgyűjtésen, fúrásokkal pontosított GPR felvételeken, részletes morfológiai felmérésen (LiDAR), alapult. Az oszlopkísérletek és a helyszíni talajnedvesség-idősorok a HYDRUS-1D modellezést szolgálták, aminek eredményeként a főbb vízgazdálkodási paramétereket határoztam meg. A terepi felvételezésekkel a területi modell építéséhez szükséges paramétereket vizsgáltam, melyeket statisztikai gyakoriságuk alapján építettem egy elméleti modellbe.

A munkám végső célja az volt, hogy meghatározzam a különböző hidrometeorológiai események hatására dinamikusan változó aszályérzékeny területek kiterjedését. Eredményeink ugyan inspirálóak az összetett szerkezetű talajok vízdinamikájának megértése szempontjából (NAGY et al. 2018), ám az aszályveszély vonatkozásában rendkívül óvatosan kell kezelni őket. A beszivárgási és nedvesség áramlási folyamatokat befolyásolhatja például a makropórusokban fellépő preferenciális áramlás, amely szintén hozzájárulhat a felszín alatti nedvességviszonyok időbeli változásához, pl. nagy intenzitású csapadékesemények során, amint azt a korábbi tanulmányok is jelezték, pl.: HENDRICKX és FLURY (2001), MULLANE et al. (2015), RUŽIČIĆ et al. (2017), GOHARDOUST et al. (2017).

A szélsőséges felszín alatti heterogenitást a terepi mintavételezés és a GPR vizsgálatok is feltárták. Noha a terület topográfiailag (látszólag) egységes, a talaj textúráját és morfológiáját rendkívüli térbeli heterogenitás jellemzi, és ennek következtében a rizoszférában a talaj nedvességtartalma rendkívül változó, mozaikos.

Összegezve, kutatási vizsgálati eredményeim és megállapításaim alapján a következő konkrét következtetéseket vontam le:

1. A talaj fizikai tulajdonságai a vizsgált ártéri területeken rendkívül heterogének a múlt véletlenszerű üledéklerakódási dinamikájának köszönhetően. Ezért a vízszolgáltató,

vízmeztartó képességet, valamint a kapilláris vízemelés nagyságát a vadózus zónában jelentős mértékben szabályozza a felszín alatti texturális heterogenitás.

2. Az ártereken az eltérő nedvesség dinamikával rendelkező talajszelvények térben kiterjeszthetők (felskálázás). A kiterjesztéssel lokális és regionális nedvesség dinamikai modell készíthető. A kiterjesztés jósága felveti a lépték-problémát: amíg a lokális kiterjesztés során az ártéri mikroformák is lehatárolhatóak és az eltérő nedvességdinamikájú területek mozaikossága is szemléltethető, addig a regionális léptékű kiterjesztés csak az eltérő fizikai féleségek rétegzettségére és a réteghatárok hatására utalhat.
3. A vízdinamikából és a kapilláris vízemelésből származó nedvességutánpótlás a gyökérszónában kisebb mértékű az összetett rétegzettségű talajokban az éles texturális határok meglétének köszönhetően (lásd Cún-1 és Cún-2 terepi monitoring eredmények és modellfuttatások).
4. A TWI index, a terepi GPR felvételezéssel kombinálva, megfelelő eljárás az árterek lokális nedves és száraz területeinek kijelölésére. A TWI alapú térképek, megegyezően a terepi megfigyelésekkel, azt mutatják, hogy a sarlólapos területek nedvesebbek (magasabb TWI), míg az övzátányok szárazabbak, azaz alacsonyabb TWI értékkel rendelkeznek definiálhatóak. A sarlólapos területek térbeli heterogén eloszlása és a sarlólaposok átlagos TWI értéke összefüggésben lehet az övzátány morfológiai és talajtani fejlettségével. Minél több rétegből épül fel mind horizontálisan, mind függőlegesen az övzátány-sarlólapos struktúra (azaz minél fejlettebb) annál kisebb a TWI index területre kapott átlagos értéke. Valószínűsíthetően ezek a területek, összetett szerkezetük miatt, érzékenyebbek az időszakos csapadékhiányra (lásd 5. pont).
5. Az oszlopkísérletek alapján a heterogén talajszelvények kisebb magasságba képesek felemelni a vizet, mint a homogén texturájúak. Ez is azt valószínűsítheti, hogy a többszörösen rétegzett talajok esetén limitált a kapilláris vízemelőkéesség, így egyben a kapilláris vízemeléssel nyújtható vízutánpótlás is. Ennek következménye az, hogy a kapilláris vízemelés mértéke az egykori övzátány területeken kisebb, mint a sarlólapos területeken. Ezeken a területeken a növényzet túlélésében a gyökérzet fejlettsége és a gyökérzet lehatolási mélysége játszik döntő szerepet. A textúra váltakozás és a réteghatárok autópálya dugókként szemléltethetőek: ez azt jelenti, hogy a többszörösen rétegzett szerkezet és a különböző szemcseátmérők miatt hol

lecsökken, hol pedig megnő az elméleti kapilláris vízemelő képesség, illetve ugrásszerűen változik a szívóerő mértéke is a szelvényben. A kapilláris vízemelés sebességét, a legkevésbé vízvezető réteg áteresztő képessége határozza meg. Ennek az a következménye, hogy bár kialakulhat jelentős tenziókülönbség a talaj-víztükör és a felszín között, az lényegében 30 nap alatt nem képes nedvességet biztosítani a gyökérszónának a vizsgált területen. Valószínűsíthető továbbá az is, hogy a vízemelés időtartamára a talaj agyagtartalma is jelentős hatást gyakorol.

6. A HYDRUS-1D modell jól használható a textúráltan összetett talajok nedvességdinamikájának numerikus reprodukálására. A modellfuttatások eredményei rámutattak, hogy minél összetettebb a talajszelvény a talajtextúra szempontjából, annál kisebb a függőleges víz/nedvességáram. A töbrétegű talajok jelentősen befolyásolták az aszály veszélyének gyökérszónában történő megjelenését, amelyet a terepi monitoring adatsorok szintén alátámasztottak. A töbrétegű talajok (OKOR) szelvényében a vertikális vízmozgás korlátozott, különösen a közepes homok tartalmú réteg szab határt leghatékonyabban a kapilláris vízemelésnek. A durvább frakciójú rétegek finomabb textúra felletti elhelyezkedése (*capillary barrier*) szintén képtelen akkora tenziót, szívóerőt kifejteni, hogy a talajnedvességet felfelé, a gyökérszóna irányába mozgassa. Ez a megfigyelés megerősíti, hogy a töbrétegű szelvények nagy textúra-különbségei gátolják a felfelé mutató nedvesség fluxust. A modellfuttatások szerint az evaporáció csak a felső 20 cm-en képes szignifikáns hatás kifejteni a talajnedvesség változására, de csak nedves (-330 H₂O-cm) kiindulási tenzió esetén. Ellenben a száraz (-4000 H₂O-cm) kiindulási körülmények már csak kisebb tenzió változást figyelhetünk meg a modellezési periódus során. Ezt a képet tovább árnyalja a növények evapotranspirációja, amely a modellfuttatások szerint jelentős szárazodást idéz elő a talaj felső rétegében. Ennek a jelenségnek a jelentősége a felszínhasználat és termelési mód változtatásakor lehet, ugyanis ott, ahol fiatal és sekély-gyökerű ültetvények kerülnek telepítésre, jelentős vízpótlásra lehet szükség.

7. A HYDRUS-1D modellfuttatásaink alapján aszályveszély térképet készítettünk az AÉT-k földrajzi helyzetének azonosításához. A terület vízdinamikájának meghatározása a vizsgált árterületre jellemző két talajszelvény nedvességtartalmának, feszültségének és fluxusváltozásának megfigyelésével. A modell futtatása során törekedtünk arra, hogy további adatokat nyújtsunk a területre

vonatkozó talajtani ismereteinkhez (AGROTOPO, VÁRALLYAY et al. 1979, 1980), hogy az érintettek számára alkalmazható téradatokat nyújtsak a hatékony talaj- és vízgazdálkodáshoz. Ez utóbbi cél elérése érdekében lehatároltam az aszályérzékeny területeket (AÉT) és meghatároztam a vizsgált területen belüli százalékos arányukat fordított modellezéssel és a modellforgatókönyvek eredményeinek kiemelésével.

A jelen kutatás során elkészített kifinomult texturális és hidrodinamikai részletek AÉT-térképet mind a felszíni, mind a felszín alatti talajszintek és rétegek textúrájára alapozza, és meghatározta a többrétegű szerkezet térbeli helyzetét. Az AÉT-k pontosabb elhelyezkedése értékes információval szolgálhat az érdekelt felek és a helyi gazdák számára a precíziós mezőgazdasági művelés, valamint vízgazdálkodási és természetvédelmi tervezés és kivitelezés végrehajtásához. Helyi szinten a helyszíni felmérésekből származó, az interpolációval kibővített és a meglévő talajbázisokba beépített talajfizikai adatok javíthatják a nemzeti szintű talajtérképek felbontását és pontosságát (LABORCZI et al., 2016, 2018). Noha a meglévő nagyszabású szintetizált atlaszok hatékonyan támogatják a nemzeti szintű döntéshozatalt, ezek csak feltételesen alkalmazhatók regionális szintű irányítási problémákra.

A kutatás eredményei több másik tudományterületen is hasznosulhatnak, többek között nemcsak a talajtani és vízgazdálkodásban érdekelt döntéshozó szervek, hanem a korszerű, környezetkímélő, precíziós mezőgazdasági és erdőgazdasági művelési módok tervezéséhez is.

Eredményeink valószínűleg adaptálhatók a nedves kontinentális és óceáni éghajlatú ártéri területekre, és ajánlásokat lehet tenni a legjobb gazdálkodási gyakorlatokra. Ennek ellenére a nagytérkép pontosságának növelése érdekében további elemzésekre és további adatkészletekre (például K_s , θ_s és θ_r) van szükség.

A sarlólapos-övezési szerkezeti egységek vizsgálata és leírása többféle módszerrel megközelíthető, a valós lehatárolásukhoz és a térbeli kiterjesztésükhöz, elengedhetetlen egy olyan műszeres mérési protokoll, amely egy felszín alatti és egy felszíni eloszlást vizsgáló módszer párosa, térinformatikával ötvözve.

7. A kutatás további irányai

A Dráva-sík talajnedvesség dinamikáját vizsgáló alapkutatásom során bebizonyosodott, hogy a terület csak komplex, interdiszciplinális jellegű megközelítéssel tanulmányozható. Ezeknek az elemzéseknek szerves részét képezik a terepi-, távérzékelési mérések, térinformatikai analízisek, valamint numerikus modellfuttatások. A költséges terepi monitoring részleges kiváltására a numerikus modellezés elengedhetetlen eszköze volt a terület vízháztartásnak megismerésének. A térinformatika pedig kulcsszerepet játszik az aszályveszélyeztetett területek lehatárolásában és a precíziós mezőgazdasági gyakorlatban. Hasonlóképpen a mért és modellezett adatok regionális kiterjesztéséhez a térinformatika eszköztára kínál remek lehetőséget.

A Dráva-sík egy komplex hidrológiai és hidromorfológiai rendszer, melynek modellezési lehetőségei, valamint hidrológiai változásainak előrejelzése léptékfüggő. A vizsgálati módszerek megválasztása a választott megközelítés térbeliségétől függ. A lokális módszerek csak részegységeket képesek pontosan bemutatni, illetve bemeneti adatokat szolgáltatni a numerikus modellek számára. A regionális módszerek ezzel szemben nagyobb területekre tudnak vízháztartási adatokat szolgáltatni, azt azonban jóval rosszabb területi felbontásban.

A fenti két bekezdés, valamint a terület várhatóan negatív irányú jövőbeni vízháztartásnak, illetve a terület hidrológiai terveinek fényében (Ős-Dráva program), kutatásaim folytatását az alábbiak szerint tervezem:

1. GPR felmérések alapján a Dráva-sík területén található talajok fizikai féleségének és rétegzettségének megállapítása, és ezek alapján a vízszolgáltató és vízmegtartó képesség becslése, felhasználva korábbi, nagy és közepes folyók árterein végzett kutatási ismereteket (pl.: ARDEKANI et al. 2014, FISCHER 2016, CHEN et al. 2017, ZHOU et al. 2019). A GPR mérések eredményeit és a sztratiográfiai adatokat terepi fúrásokkal fogom verifikálni.

2. A HYDRUS-1D modellek kiterjesztése 2D és 3D modelleké. Ezáltal lehetővé válik a GPR-ral felmért területek adatsorainak kiterjesztése a 3 dimenziós térben: ez elősegíti a talajnedvességdinamika és a vadózus zóna vízháztartásának, illetve a talajvíz mérleg változásának pontosabb térbeli kiértékelését, földrajzi mintázatának megismerését.

3. A három mintaterület (Cún, Okor, Korcsina) felszíni (felső 20 cm) TWI index mintázatának validálása terepi talajnedvesség mérésekkel (mobil Time Domain Reflectometer, TDR technológia, Fieldscout-300 TDR).
4. Új vizsgálati területként a kutatása bevonásra kerül 1-1 sarlólapos terület Zaláta-Hirics-Vejti háromszögben, illetve Cún-Szaporca közötti térségben. Ezáltal lehetőség nyílik majd szomszédos sarlólapos területek GPR szelvényének és hidromorfológiai rendszerének összehasonlítása.
5. A mintaterületek nedvességeloszlásának meghatározása a normalizált vegetáció különbség index (NVDI) módszerrel, a kapott eredmények térbeli mintázatának összehasonlítása a TWI index térképével. Ennek a megközelítésnek az alapelve az, hogy az erdő vízvisszatartó ökológiai, ökoszisztéma szolgáltató rendszerként viselkedik. A mért NDVI adatok térbeli eloszlását itt is mobil TDR technikán alapuló felméréssel tervezem. Az NDVI módszer alkalmazásával egy újszerű módszert használnék az erdőborítású területek vízellátottságának meghatározására és a sarlólapos területek térbeli eloszlásának észlelésére. Ez lehetővé tenné a talaj nedvességtároló és szolgáltató képességének felmérését a Dráva-síkon, illetve hasonló szerkezetű és méretű ártéri területeken.
6. Humusz, mint nedvességtároló és szolgáltató szubsztrátum vizsgálata, térbeli eloszlásának, illetve a humuszkoncentráció függőleges és horizontális mintázatának vizsgálata. Ezen vizsgálati szegmensen belül fogom vizsgálni a humuszformák időbeli dinamikáját a tájhasználat és felszínhasználat fényében, főként a sarlólapos területekre összpontosítva.
7. Laboratóriumi kísérletek: További talajoszlop kísérletek elvégzése a vadózus zóna kapilláris úton történő újratöltődésnek vizsgálatára: Ezt főleg összetetten rétegzett talajszelvények alapján szeretném elvégezni, a mintaterületen előforduló talajfizikai félelések különböző kombinációit felhasználva.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton mondok köszönetet Dr. Geresdi István és Dr. Dövényi Zoltán professzor uraknak a Pécsi Tudományegyetem, Földtudományok Doktori Iskolájának nyugalmazott és a jelenlegi vezetőjének, a kutatási témám pénzügyi támogatásáért, nemzetközi tanulmányutakon és konferenciákon való részvételi lehetőségekért.

Köszönöm a témavezetőimnek, Dr. Czigány Szabolcsnak és Dr. Dezső Józsefnek emberi és szakmai támogatásukat, amellyel hozzájárultak a disszertációm sikeres megírásához.

Hálás vagyok Horváth Gábornak, Kulcsár Lászlónak és Jakab Róbertnek a DDVIZIG munkatársainak a hidrológiai adatokat, amely nélkül a numerikus modellezést nem tudtam volna elvégezni. Köszönöm a Mecsekerdő Zrt. és a Sellyei Erdészetnek az erdészeti fúrás és talajvíz monitoring adatokat, amelyek segítségével a regionális modelletem kiterjeszhettem. Köszönöm az Aquaprofit Zrt.-nek a LiDAR adatokat, amely felhasználása nélkül nem lehetett volna lokális felszín modelletem elkészíteni. Köszönöm Dr. Marcin Slowiknak, Dr. Sipos Györgynek és munkatársainak a GPR felvételezést. Köszönöm Dr. Pásztor Lászlónak és munkatársainak, hogy a DOSoReMI adatbázisból adatokat biztosított számomra az aszály érzékenységi térképem validálásához.

Köszönöm Dr. Lóczy Dénes Professzor Úrnak, Dr. Pirkhoffer Ervinnek és Dr. Fábian Szabolcs Intézetigazgató Úrnak, valamint Dr. Ronczyk Leventének a szakmai tanácsaikat, amellyel szélesítették látókörömet.

Köszönöm Kovács Mónikának és Széligné Zóka Kriszta adminisztrációs munkatársaknak, hogy egyengették utamat a hivatali ügyintézés labirintusában.

Köszönöm a technikai segítségüket, kreatív és mindig pozitív attitűdjüket Balogh Richárd, Dobre Bernadett és Dr. Józsa Edina kollégáimnak.

Végül, de nem utolsó sorban, köszönöm szeretteimnek, hogy háttér-munkájukkal, támogatásukkal lehetővé tették eredményeimet.

Irodalomjegyzék

1. A 2007. ÉVI CXXIX. TÖRVÉNY A TERMŐFÖLD VÉDELMÉRŐL – net jogtár - <https://net.jogtar.hu/jogszabaly?docid=a0700129.tv> 2020.04.05. megtekintés
2. ABRAMOFF, M.D., MAGALHAES, P.J., és RAM, S.J. (2004). "Image Processing with ImageJ". *Biophotonics International*, volume 11, issue 7, pp. 36-42, 2004
3. ÁCS, F., BREUER, H., TARCZAY, K. és DRUCZA, M. (2005). A talaj és az éghajlat közötti kapcsolat modellezése. *Agrokém. és Talaj.*, 54: 257–274.
4. Alexandrovskiy, A L., GLASKO, M. P., KRENKE, N. A. és CHICHAGOVA, O. (2005). Buried soils of floodplains and paleoenvironmental changes in the Holocene. *Rev. Mex. Cienc. Geol.*, 21(1): 9–17.
5. ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D. és SMITH, M.,(1998). Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage. Paper no.56. FAO. Rome.
6. ANTAL, E. (1968). Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. Kandidátusi értekezés.
7. ARDEKANI, M. R., NEYT, X., BENEDETTO, D., SLOB, E., WESEMAEL, B., BOGAERT, P., CRAEYE, C., és LAMBOT, S. (2014). Soil moisture variability effect on GPR data. Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar. doi:10.1109/icgpr.2014.6970416
8. ARKHANGELSKAYA, T. A., KHOKHLOVA, O. S., és MYAKSHINA T. N. (2016). Mathematical modeling of water fluxes in arable chernozems under different land use. *Eurasian Soil Sci.*, 49: 773–783. DOI:<https://doi.org/10.1134/S1064229316070024>
9. ARYA, L.M., LEIJ, F.J., SHOUSE, P.J., és VAN GENUCHTEN, M.Th. (1999). Relationship between the hydraulic conductivity function and the particle-size distribution. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63:1063–1070. doi:10.2136/sssaj1999.6351063x
10. ARYA, L.M., and HEITMAN, J.L. (2010). Hydraulic conductivity function from water flow similarity in idealized- and natural-structure pores. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74:787–796. doi:10.2136/sssaj2009.0204
11. BARTHOLY, J., PONGRÁCZ R., TORMA CS., PIECZKA I., KARDOS P. és HUNYADY A. (2009). A comparison of observed trends and simulated changes in extreme climate indices in the Carpathian basin by the end of this century. *Int. J. Global. Warm.*, 1: 238–252. DOI: 10.1504/IJGW.2009.027092
12. BARTHOLY, J., és PONGRÁCZ, R. (2010). Analysis of precipitation conditions for the Carpathian Basin based on extreme indices in the 20th century and climate simulations for the 21st century. *Phys. Chem. Earth*, 35. 43–51. doi:10.1016/j.pce.2010.03.011
13. BEVEN, K.J., (1986). Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics. In: A.D. Abrahams (Editor), Hillslope Processes. Allen & Unwin, London, pp, 187-202.
14. BEVEN, K. J. és KIRKBY, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sciences Bulletin*, 24, 43–69.
15. BOGUNOVIC, I., TREVISANI, S., PEREIRA, P. és VUKADINOVIC, V. (2018). Mapping soil organic matter in the Baranja region (Croatia): Geological and anthropic forcing parameters. *Sci. Total Environ.* 643: 335–345 <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.193>

16. BÖHNER, J., MCCLOY, K.R., és STROBL, J. [Eds.] (2006). SAGA – Analysis and Modelling Applications. Göttinger Geographische Abhandlungen, Vol.115, 130pp
17. BUOL, S.W., SOUTHARD, R.J., GRAHAM, R.C., és MCDANIEL P.A. (2011). Soil genesis and classification. 6th ed. John Wiley & Sons, Oxford, Egyesült Királyság.
18. BLANCKAERT, K. (2010). Topographic steering, flow recirculation, velocity redistribution, and bed topography in sharp meander bends. *Water Resour. Res.*, 46: 2095–2170.
19. BOHN, H.L., MCNEAI, B. L., és O’CONNOR, G. A., 1979. Soil chemistry. Wiley Interscience, New York, N.Y. 307 p.
20. BORSY, Z. 1998. Általános természetföldrajz. Nemezeti tankönyvkiadó, Budapest. 832. p ISBN 978-963-19-5418-4
21. BRESLER, E. és DAGAN, G. (1983). Unsaturated flow in spatially variable fields, 2. Application of water flow models to various fields. *Water Resour. Res.* 19: 421–428.
22. BRUCH, P.G., (1993). Laboratory study of evaporative fluxes in homogeneous and layered soils. M.Sc. thesis, Department of Civil Engineering, University of Saskatchewan, Saskatoon, SK
23. BUDAI, T. és KONRÁD, Gy. (2011). Magyarország földtana (egyetemi jegyzet, ELTE), 2011.
24. BURIÁN, A., HORVÁTH, G., és MÁRK, L. (2019). Channel Incision Along the Lower Drava. [in:] LÓCZY, D. (szerk.), The Drava River: Environmental Problems and Solutions. Springer Science + Media, Cham, Switzerland, 139–157.
25. CAMPBELL, G. S. (1985). Soil Physics with BASIC—Transport Models for Soil-Plant Systems. Elsevier Co., Amsterdam. 150 p ISBN 9780080869827
26. CARSEL, R. F., és PARRISH, R. S. (1988). Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics, *Water Resour. Res.*, 24: 755–769.
27. CHALOV, R. S., ALABYAN, A. M., IVANOV, V. V., LODINA, R. V. és PANIN, A. V. (1998). Plain river channel morphodynamics. M Geos, Russian
28. CHANZY, A., MUMEN, M., és RICHARD, G., (2008). Accuracy of top soil moisture simulation using a mechanistic model with limited soil characterization, *Water Resour. Res.*, 44, W03432, doi:10.1029/2006WR005765.
29. CHEN, D., WEI, W., és CHEN, L. (2017). Effects of terracing practices on water erosion control in China: A meta-analysis. *Earth-Science Reviews*. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.08.007>
30. COLLOFF, M., és BALDWIN, S. D. (2010). Resilience of floodplain ecosystems in a semi-arid environment. *Rangeland J.*, 32(3): 305–314. DOI: 10.1071/RJ10015
31. CONRAD, O., BECHTEL, B., BOCK, M., DIETRICH, H., FISCHER, E., GERLITZ, L., WEHBERG, J., WICHMANN, V., és BÖHNER, J. (2015): System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4, *Geosci. Model Dev.*, 8, 1991–2007, doi:10.5194/gmd-8-1991-2015
32. CRONEY, D., és COLEMAN, J. D. (1954). Soil Structure in relation to soil suction (pF). *J. Soil Sci.*, 5(1): 75–84.
33. CZIGÁNY, SZ., és PIRKHOFFER, E. (2006). Természetföldrajzi Laboratóriumi Gyakorlatok, Földrajzi Intézet, Pécsi Tudományegyetem, Pécs 76.

34. CSER, V. (2016). Az aszálykár mérséklésének lehetőségei az Ós-Dráva Program vízkormányzása révén az Ormánságban. XXXIV. ORSZÁGOS VÁNDORGYŰLÉS Debrecen, 2016. július 6-8.
35. DEZSŐ, J., LÓCZY, D., SALEM, A. M., NAGY, G., (2018). Floodplain connectivity. [in:] LÓCZY, D. (szerk.): The Drava River: Environmental Problems and Solutions. Springer Science + Media, Cham, Switzerland, 215–230.
36. DLAPA, P.; HRINÍK, D.; HRABOVSKÝ, A.; ŠIMKOVIC, I.; ŽARNOVIČAN, H.; SEKUCIA, F.; és KOLLÁR, J. (2020). The Impact of Land-Use on the Hierarchical Pore Size Distribution and Water Retention Properties in Loamy Soils. *Water* 2020, 12, 339.
37. Duna-Dráva Nemzeti Park (2013). Megvalósíthatósági tanulmány Élőhely rekonstrukciók a Duna-Dráva Nemzeti Park Igazgatóság működési területén https://www.ddnp.hu/fileman/Uploads/palyazatok/elohelyr_megvalosithatosagi_t.pdf
38. DURLOFSKY, L. J. (2005). Upscaling and Gridding of Fine Scale Geological Models for Flow Simulation. the 8th International Forum on Reservoir Simulation Iles Borromees, Stresa, Italy, June 20-24, 2005
39. ERNST, L. F. (1962). Groundwaterstromingen in de verzadigde zone en hun berekening bij aanwezigheid van horizontale evenwijdige open leidengen (Groundwater flow in the saturated zone and its calculation when horizontal parallel open conduits are present), Versl. Landbouwk. Onderz. 67.1, Pudoc, Wageningen, 189 pp., the Netherlands (in Dutch with English abstract).
40. EURÓPA PARLAMENT (2008). Climate change–induced water stress and its impact on natural and managed ecosystems. Study for the European Parliament Committee on Environment, Public Health and Food Safety. IP/A/ENVI/FWC/2006-172/LOT1/C1/SC12). https://www.ecologic.eu/sites/.../SC_12_Climate_induced_Water_Stress_Jan_2008.pdf (accessed 20.02.2018)
41. FAO (2012). Crop yield response to water. FAO Irrigation and Drainage Paper 66, Rome. <http://www.fao.org/docrep/016/i2800e/i2800e.pdf> (last accessed on February 21, 2018)
42. FAUCON, M. P., HOUBEN, D., és LAMBERS, H. (2017), Plant Functional Traits: Soil and Ecosystem Services. *Trends Plants Sci.*, 22(5): 385–394.
43. FERRING, C. R. (1986). Rates of Fluvial Sedimentation: Implications for Archaeological Variability. *Geoarchaeology: An International Journal*, 1(3): 259–274.
44. FISCHER, P., WUNDERLICH, T., RABEL, W., VOTT, A., WILLERSHAUSER, T., BAIKA, K., RIGAKOU, D. és METALLINO, G. (2016). Combined electrical resistivity tomography (ERT), direct-push electrical conductivity (DP-EC) logging and coring: A new methodological approach in geoarchaeological research. *Archaeol. Prospect.* 23(3): 213–228.
45. FLINT, A. L., és FLINT, L. E. (2002). Particle density. p. 229–240. In. DANE, J.H és TOPP, G.C. (szerk.) *Methods of soil analysis: Part 4. Physical methods.* SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI.
46. GALIĆ, Z. (2010). Properties of Fluvisol and Humofluvisol in Defended Part of Alluvial Zone in Middle Danube. *South-East European Forestry* (1):4–8. DOI: <http://dx.doi.org/10.15177/see-for.10-01>
47. GAO, Y., DUANA, A., QIUA, X., LIUA, Z., SUNA, J., ZHANGA, J. és WANGA, H. (2010). Distribution of roots and root length density in a

- maize/soybean strip intercropping system. *Agric. Water Manag.* 98:199–212
Doi: <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.08.021>
48. GERRITSEN, M., és DURLOFSKY, L. (2005) Modeling Fluid Flow in Oil Reservoirs. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 37: 211-238.
 49. GIBLING, M. R., és RUST, B. R. (2009). Alluvial Ridge-and-Swale Topography: A Case Study from the Morien Group of Atlantic Canada. [In:] MARZO, M., és PUIGDEFÁBREGAS, C. (eds), *Alluvial Sedimentation*. The International Association of Sedimentologists. DOI: 10.1002/9781444303995.ch11
 50. GLASER, B., JACKISCH, C., HOPP, L., és KLAUS, J. (2019). How meaningful are plot-scale observations and simulations of preferential flow for catchment models? *Vadose Zone J.* 18:180146. doi:10.2136/vzj2018.08.0146
 51. GLAVAN, M., PINTAR, M., és URBANC, J. (2015). Spatial variation of crop rotations and their impacts on provisioning ecosystem services on the river Drava alluvial plain. *Sustainability of Water Quality and Ecology* 5 (2015) 31–48 <https://doi.org/10.1016/j.swaqe.2015.01.004>
 52. GOHARDOUST, M., SADEGHI, R., ZIATABAR, M., AHMADI, M., JONES, S.B. és TULLER, M. (2017). Hydraulic conductivity of stratified unsaturated soils: Effects of random variability and layering. *J. Hydrol.*, 546:81–89. Doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.055>
 53. GROSSMAN, R.B. és REINSCH, T.G., (2002). Bulk Density and Linear Extensibility: Core Method. In: Dane, J.H. and Topp, G.C., Eds., *Methods of Soil Analysis. Part 4, Physical Methods*, SSSA, Incorporated, Madison, 208–228.
 54. GSSI-SIR-3000-MANUAL (2003-2017, Geophysical Survey Systems, Inc.) <https://www.geophysical.com/wp-content/uploads/2017/10/GSSI-SIR-3000-Manual.pdf>
 55. HELLWIG, H.R. (1973). Evaporation of water from sand, 3: The loss of water into the atmosphere from a sandy river bed under arid climatic conditions. *J. Hydrol.*, 18:3–4.
 56. HENDRICKX, J. M. H., és FLURY, M. (2001). Uniform and preferential flow mechanisms in the vadose zone. [In:] National Academy Council, editor. *Conceptual models of flow and transport in the fractured vadose zone*. National Academy Press, Washington DC. 149-187.
 57. HERVAI, A., PIRKHOFER, E., FÁBIÁN, SZABOLCS Á., HALMAI, Á., NAGY, G. ; LÓCZY, D., és CZIGÁNY, SZ. (2017). Interpolation and 3D visualization of soil moisture. *Acta Geographica Debrecina Landscape and Environment* 11 : 1 pp. 23-34. , 12 p.
 58. Pécsi HYDROTERV Bt. (2015.) Ös-Dráva Program Aktualizált Területi Vízgazdálkodási Tanulmányterv (egyeztetési anyag) <http://vpf.vizugy.hu/reg/ddvizig/doc/Osdrava%20tanulmany.pdf>
 59. HILLEL, D. (1980). *Fundamentals of Soil Physics*, Academic Press, New York, 410–604.
 60. HILLEL, D., J.H. HATFIELD, D. S. POWLSON, C. ROSENZWEIG, K. M. SCOW, M. J. SINGER, és SPARKS, D. L. (szerk.), 2005: *Encyclopedia of Soils in the Environment*. Elsevier/Academic Press.
 61. Hjerdt, K. N. McDonnell, J. J. Seibert, J. és Rodhe A. (2004). A new topographic index to quantify downslope control on local drainage. *WATER RESOURCES RESEARCH*, VOL. 40, W05602, doi:10.1029/2004WR003130
 62. HOOGHOUTD, S. B. (1940). Bijdrage tot de kennis van enige natuutkundige grootheden van de grond (Contribution to the knowledge of several physical soil

- parameters), Versl. Landbouwk. Onderz. 46 (14) B, 515-707, Wageningen, the Netherlands (in Dutch with English abstract),
63. HOPMANS, J.W., és STRICKER, J.N.M., (1989), stochastic analysis of soil water regime in a watershed. *J. of Hydr.*, 105 57-84.
 64. HORVÁTH, G. (2002). A Dráva folyó magyar-horvát szakaszának hidrológiai, jellemzése az EU keretirányelvének figyelembevételével. In: A WWF Magyarország. "Az EU Víz Keretirányelvének bevezetése a Dráva vízgyűjtőjén" című tudományos tanácskozásának összefoglalója, MTA Pécsi Akadémia Bizottságának székháza, Pécs
 65. HU, W., SHAO, M., HAN, F., REICHARDT, K., és TAN, J. (2010). Watershed scale temporal stability of soil water content. *Geoderma*, 158(3-4), 181–198. doi:10.1016/j.geoderma.2010.04.030
 66. HUANG, M., BARBOUR, S. L., ELSHORBAGY, A., ZETTL, J. D., és SI, B. C. (2011). Infiltration and drainage processes in multilayered coarse soils. *Can. J. Soil Sci.*, 91: 169–183.
 67. HULISZ; P., MICHALSKI, A., DAŹBROWSKI M., KUSZA, G., és ŁÉCZYŃSKI, L. (2015). Human-induced changes in the soil cover at the mouth of the Vistula River Cross-Cut (northern Poland). *Soil Sci. Ann.*, 66:67–74.
 68. ILINKIN, V., DIMITROV, D., és ZHELEV, P., (2018). Characteristics of fluvisols in sand and gravel deposit "KRIVA BARA", Sofia, Bulgaria. *Ecological Engineering and Environment Protection*, No1, 2018, p. 58 - 65
 69. 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
 70. JACOBSON, R. B., O'CONNOR, J. E. és OGOCHI, T. (2016). Surficial geological tools in fluvial geomorphology [in:]: KONDOLF, G. M., és PIÉGAY, H., (szerk.), Tools in Fluvial Geomorphology, John Wiley & Sons, Ltd 13–39.
 71. JIANGBO, H., JIN, L., és YUNFENG, D. (2017). Numerical Modeling of Soil Evaporation Process and Its Stages Dividing during a Drying Cycle. *Geofluids*, <https://doi.org/10.1155/2017/5892867>
 72. JÓNSSON, J. Ö. G. és DAVIDSDÓTTIR, B. (2016). Classification and valuation of soil ecosystem services, *Agricultural Systems*, Elsevier, 145(C): 24-38.
 73. JURIN, J. (1718). An account of some experiments shown before the Royal Society; with an enquiry into the cause of some of the ascent and suspension of water in capillary tubes. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 30: 739–747.
 74. KABALA, C. (2015). Gleby dolnego Śląska geneza, różnorodność i ochrona (Soils of Lower Silesia origins, Diversity and protection). Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska Wrocław, ISBN 979-83-934096-4-8
 75. KANDELOUS, M. M. és ŠIMŮNEK, J. (2010). Numerical simulations of water movement in a subsurface drip irrigation system under field and laboratory conditions using HYDRUS-2D - *Agricultural Water Management* 97: 1070–1076.
 76. KARASIEWICZ, T.M., HULISZ, P., NORYSKIEWICZ, A. M. és STACHOWICZ-RYBKA, R. (2017). Post-glacial environmental history in NE Poland based on sedimentary records from the Dobrzyń Lakeland. *Quaternary International* xxx:1-15. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.10.039>

77. KARUP, D., MOLDRUP, P., TULLER, M., ARTHUR, E., és DE JONGE, L.W. (2016). Prediction of the soil water retention curve for structured soil from saturation to oven-dryness. *Eur. J. Soil. Sci.*, 68:57–65. DOI:10.1111/ejss.12401
78. KAWAŁKO, D., HALAREWICZ, A., KASZUBKIEWICZ, J., és JEZERSKI, P. (2017). Tempo dekompozycji opadu organicznego podczas przemian siedlisk łęgowych - Decomposition rate of the litter fall in the course of riparian habitat changes. *Sylwan* 161 (7):565–572, DOI: <https://doi.org/10.26202/sylwan.201609>
79. KERCHEVA, M., SOKOŁOWSKA, Z., HAJNOS, M., SKIC, K. és SHISHKOV, T. (2017). Physical parameters of Fluvisols on flooded and non-flooded terraces. *Int. Agrophys.*, 31, 73-82pp. doi: 10.1515/intag-2016-0026
80. KERÉKES, S. (1998). Környezet gazdaságtan alapjai AULA, Budapest 136p
81. KEVEY, B. (2006). A Somogyi-Dráva-ártér tölgy-kőris-szil ligetei (*Fraxino pannonicae-Ulmetum* SOÓ in ASZÓD 1935 corr. SOÓ 1963). SOMOGYI MÚZEUMOK KÖZLEMÉNYEI: TERMÉSZETTUDOMÁNY 17 pp. 103-122. , 20 p.
82. KEVEY, B (2007). A baranyai Dráva-sík tölgy-kőris-szil ligetei (*Fraxino pannonicae-Ulmetum* SOÓ in ASZÓD 1935 corr. SOÓ 1963). NATURA SOMOGYIENSIS 10 pp. 11-39. , 29 p.
83. KEVEY, B. (2014). A hazai Mura-ártér fehérenyár-ligetei [*Senecioni sarracenic-Populetum albae* Kevey in Borhidi & Kevey 1996]: White poplar riparian forests along the upper Mura River, Hungary [*Senecioni sarracenic-Populetum albae* Kevey in Borhidi & Kevey 1996]. KAPOSVÁRI RIPPL-RÓNAI MÚZEUM KÖZLEMÉNYEI 3 pp. 29-56. , 28 p.
84. KEVEY, B. (2015). Adatok Magyarország flórájának és vegetációjának ismeretéhez X. BOTANIKAI KÖZLEMÉNYEK 102 : 1-2 pp. 39-60. , 22 p.
85. KEVEY, Balázs (2016). A fekete- és fehérenyáras ligeterdők kapcsolata a Szigetközben. BOTANIKAI KÖZLEMÉNYEK 103 : 2 pp. 195-212. , 18 p.
86. KEVEY, B. (2017). A Mohácsi-sziget fehérenyár-ligetei (*Senecioni sarracenic-Populetum albae* Kevey in Borhidi et Kevey 1996) BOTANIKAI KÖZLEMÉNYEK 104 : 1 pp. 131-146. , 16 p.
87. KEVEY, B.(2019). Floodplain Forests In: Lóczy, D (szerk.) *The Drava River : Environmental Problems and Solutions* Cham (Németország), Németország : Springer International Publishing, pp. 299-336. , 38 p.
88. KIS, A., PONGRÁCZ, R. és BARTHOLY, J. (2017). Multi-model analysis of regional dry and wet conditions for the Carpathian Region. *Int. J. Climatol.*, 37: 4543–4560.
89. KISS, A. és NIKOLIĆ, Z. (2015). Droughts, Dry Spells and Low Water Levels in Medieval Hungary (and Croatia) I: The Great Droughts of 1362, 1474, 1479, 1494 and 1507. *J. Environ. Geogr.*, 8 (1–2), 11–22. DOI: 10.1515/jengeo-2015-0002
90. KISS, K., CZIGÁNY, SZ., VALKAY, A. I., SŁOWIK, M., TRITT, R., MARCINIAK, A., BALOGH, R., DEZSŐ, J., LÓCZY, D., HALMAI, Á. és PIRKHOFFER, E. (2019). A magyarországi kisvízfolyások paleomedervizsgálatának modellezése [In:] MOLNÁR, V. É. (szerk.) *Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában X.: Theory meets practice in GIS* Debrecen, Magyarország: Debreceni Egyetemi Kiadó, pp. 147–152.
91. KISS, T., AMISSAH, G.J., és FIALA, K. (2019). Bank Processes and Revetment Erosion of a Large Lowland River: Case Study of the Lower Tisza River, Hungary. *WATER* 11 : 6 p. 1313

92. KOCHENDORFER, J., CASTILLO E., C., HAAS, E., OECHEL, W.C. és PAW, K. T. U. (2011). Net ecosystem exchange, evapotranspiration and canopy conductance in a riparian forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 151(5): 544–553
93. KOLTAI, G., GICZI, ZS., és RAJKAI K., (2019). A talajvíz hatása a talajnedvességre a Szigetközben 1995-2012 In: Fazekas, István; Lázár, István (szerk.) Tájak működése és arculata. Debrecen, Magyarország : MTA DTB Földtudományi Szakbizottság, (2019) pp. 89-95. , 7 p.
94. KOCSIS, T., és ANDA, A. (2006). A csapadék alakulása a keszthelyi hosszú idősoros meteorológiai megfigyelések alapján. *J. Cent. Eur. Agric.* 7:4, 699–708
95. Krige, D.G., 1962: Statistical applications in mine valuation. *J. Inst. Min. Survey S. Afr.*, 12, 45–84; 12, 95–136.
96. LABORCZI, A., SZATMÁRI, G., KAPOSI, A. D. és PÁSZTOR, L. (2018). Comparison of soil texture maps synthesized from standard depth layers with directly compiled products. *GEODERMA*, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.01.020>
97. LABORCZI, A., SZATMÁRI, G., TAKÁCS, K., és PÁSZTOR, L. (2016). Mapping of topsoil texture in Hungary using classification trees. *J. Maps*, 12:(5) 999–1009.
98. LAKATOS, M., BÍRÓNÉ, K. A., és HOFFMANN, L. (2018). a legmelegebb év 1901 óta Magyarországon – előzetes éghajlati értékelő, OMSZ https://www.met.hu/omsz/OMSZ_hirek/index.php?id=2384&hir=2018_a_legmelegebb_ev_1901_ota_Magyarorszagon_%E2%80%93_elozetes_eghajlati_erteke_lo (utolsó megtekintés 2019.02.10.) – 2019.09.23.-i internetes kereséskeresés
99. LAPLACE, P. S. 1806. *Traité de Mécanique Céleste*, volume 4, (Paris, France: Courcier, 1805), Supplément au dixième livre du *Traité de Mécanique Céleste*, pages 1–79
100. LE BOURGEOIS, O., BOUVIER, BRUNET, C. P. és AYRAL, P. A. (2016). Inverse modeling of soil water content to estimate the hydraulic properties of a shallow soil and the associated weathered bedrock - *J. Hydrol.*, 541. 116–126. pp.
101. LEOPOLD, L. B. és WOLMAN, M. G. (1957). River Channel Patterns: Braiding, Meandering and Straight, *PHYSIOGRAPHIC AND HYDRAULIC STUDIES OF RIVERS GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER 252--14*
102. LI X., CHANG, S. X., és SALIFU, F. K. (2013). Soil texture and layering effects on water and salt dynamics in the presence of a water table: a review. *Environ. Rev.*, 22: 41–50 DOI:[dx.doi.org/10.1139/er-2013-0035](https://doi.org/10.1139/er-2013-0035)
103. LI, B., WANG, L., KASEKE, K. F., LI, L., és SEELY, M. K. (2016). The Impact of Rainfall on Soil Moisture Dynamics in a Foggy Desert. *PLOS ONE*, 11(10), e0164982. doi:10.1371/journal.pone.0164982
104. LI, Y., ZHANG, C., CHEN, C., és CHEN, H. (2018). Calculation of Capillary Rise Height of Soils by SWCC Model. *Advances in Civil Engineering*, 2018, 1–10. doi:10.1155/2018/5190354
105. LIEB, G. K., és SULZER, W. (2019). Land Use in the Drava Basin: Past and Present: Environmental Problems and Solutions. [in:] LÓCZY, D. (szerk.), *The Drava River: Environmental Problems and Solutions*. Springer Science + Media, Cham, Switzerland, 27–45.
106. LIZASO, J. I., és RITCHIE, J. T. (1997). Maize shoot and root response to root zone saturation during vegetative growth. *AGRON. J.*, 89: 125–134.
107. Lóczy, D. (2015). *Landscapes and Landforms of Hungary*. Németország: Springer International Publishing, DOI: 10.1007/978-3-319-08997-3 ISBN: 978-3-319-08996-6

108. Lóczy, D. (2019a). The Drava Basin: Geological and Geomorphological Setting In: Lóczy, D (szerk.) The Drava River : Environmental Problems and Solutions Cham (Németország), Németország : Springer International Publishing, (2019) pp. 5-25. , 21 p.
109. LÓCZY, D. (2019b). Climate and climate change in the Drava-Mura catchment. [in:] LÓCZY D. (ed), The Drava River: Environmental Problems and Solutions. Springer Science + Media, Cham, Switzerland, 45-61.
110. LÓCZY, D., DEZSŐ J., CZIGÁNY, SZ., PROKOS, H., és TÓTH, G. (2017). An environmental assessment of water replenishment to a floodplain lake. *J. Environ.* 202: 337–347. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jenvman.2017.01.020>
111. LÓCZY, D., és DEZSŐ, J. (2019). Landscape Rehabilitation: The Old Drava Programme: Environmental Problems and Solutions, (p. 367-391.) in. LÓCZY D. (szerk.): The Drava River: Environmental Problems and Solutions. Springer Science + Media, Cham, Switzerland, 367-393.
112. LÓCZY, D., DEZSŐ, J., GYENIZSE, P., CZIGÁNY, SZ., és TÓTH, G. (2019). Oxbow lakes: Hydromorphology. [in:] LÓCZY, D., (szerk.): The Drava River: Environmental Problems and Solutions. Springer Science + Media, Cham, Switzerland, 177–199.
113. MAKÓ, A., TÓTH, B., HERNÁDI, H., FARKAS, CS. és MARTHA, P. (2010). Introduction of the Hungarian Detailed Soil Hydrophysical Database (MARTHA) and its use to test external pedotransfer functions. *Agrokém. és Talaj.*, 59:29-38. DOI: <http://dx.doi.org/10.1556/Agrokem.59.2010.1.4>
114. MAKÓ, A., TÓTH, G., WEYNANTS, M., RAJKAI, K., HERMANN, T. és TÓTH, B. (2017). Pedotransfer functions for converting laser diffraction particle-size data to conventional values. *Eur. J. Soil. Sci.*, ISSN 1351-0754.
115. MAKAVEYEV N. I. 1955, River Channel and Erosion in Its Basin. USSR Academy of Sciences Publ., Moscow, p. 347 (in Russian).
116. MAMEDOV, A. I., EKBERLI, I., GÜLSER, C., GÜMÜŞ, I., ÇETIN, U., és LEVY, G. J. (2016). Relationship between soil water retention model parameters and structure stability. *Eurasian Soil Sci.*, 5:255–331. DOI: 10.18393/ejss.2016.4.314-321
117. MARSHALL, T. J. (1957). Permeability and the Size Distribution of Pores, *Nature* volume 180, p. 664–665
118. McGrath, G., Rao, P. S. C., Mellander, P.-E., Kennedy, I., Rose, M., & van Zwieten, L. (2019). Real-time forecasting of pesticide concentrations in soil. *Science of The Total Environment*, 663, 709–717. doi:10.1016/j.scitotenv.2019.01.401
119. Meyer, A.F. 1942. Evaporation from lakes and reservoirs. A Study on Fifth Years' Weather Bureau Records. Bulletin of Minnesota Resources Commission, St. Paul, MN
120. MICHÉLI, E. (2016). A talajok képződése és sokfélesége. *Magyar Tud.*, 177: 1156-1161 <http://www.matud.iif.hu/2016/10/02.htm>
121. MILLER, D. A., és WINTER, R. A., (1998). A Conterminous United States Multilayer Soil Characteristics Dataset for Regional Climate and Hydrology Modeling. *Earth Interactions* 2(2): 1-25.
122. MINASNY, B. és FIELD, D. J. (2005). Estimating soil hydraulic properties and their uncertainty: the use of stochastic simulation in the inverse modelling of the evaporation method. *Geoderma*, 126 3-4. 277-290
123. MOHAWESH, O., JANSSEN, M., MAAITAH, O. és LENNARTZ, B. (2017). Assessment the effect of homogenized soil on soil hydraulic properties and soil

- water transport. *Eurasian Soil Sci.*, 50:1077-1085. DOI: <https://doi.org/10.1134/S1064229317090046>
124. MOLNÁR, ZS., KIRÁLY, G., FÉKETE, G., ASZALÓS, R., BARINA, Z., BARTHA D., BIRÓ, M., BORHIDI, A., BÖLÖNI, J., CZÚCZ, B., CSIKY, J., DANCZA, I., DOBOR, L., FARKAS, E., FARKAS, S., HORVÁTH, F., KEVEY, B., LŐKÖS, L., MAGYARI, E., MOLNÁR, V. A., NÉMETH, CS., PAPP, B., PINKE, GY., SCHMIDT, D., SCHMOTZER, A., SOLT, A., SÜMEGI, P., SZMORAD, F., SZURDOKI, E., TIBORCZ, V., VARGA, Z., és VOJTKÓ, A.: *Növényzet in KOCSIS, K. (főszerk.) 2018. Magyarország Nemzeti Atlasza: természeti környezet. Budapest, MTA CSFK Földrajztudományi Intézet. pp. 94-103.*
 125. MONTEITH, J. L. (1965). Evaporation and environment. The state and movement of water in living organisms. Symposium of the Society of Experimental Biology Vol. 19. Cambridge University Press, Cambridge, U.K, pp. 205–234.
 126. MEA – Millennium Ecosystem Assessment (2003). Ecosystems and Human Well-being: A Framework for Assessment. Island Press, Washington DC webcím: <http://www.millenniumassessment.org/en/Framework.htm>
 127. MOUCHENG, L., LUN, Y., és QINGWEN, M. (2018) Establishment of an eco-compensation fund based on eco-services. *J. Environ. Manage.*, 211: 306-312.
 128. MUALEM, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12:513-522. DOI:10.1029/WR012i003p00513
 129. MULLANE, J.M., FLURY, M., IQBAL, H., FREEZE, P.M., HINMAN, C., COGGER, C.G., és SHI, Z. (2015). Intermittent rainstorms cause pulses of nitrogen, phosphorus and copper in leachate from compost in bioretention systems. *Sci. Total Environ.* 537:294-303. DOI:10.1016/j.scitotenv.2015.07.057.
 130. NAGY, G., RONCZYK, L., és CZIGÁNY, SZ. (2016). Precipitation trends in Pécs (SW Hungary) over the past 115 years In: Petra, Gostincar; Mitja, Prelovsek; Matija, Zorn (szerk.) Carpatho-Balkan-Dinaric Conference on Geomorphology Postojna, Szlovénia : Založba ZRC, Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, (2016) pp. 67-67. , 1 p.
 131. NAGY, G., CZIGÁNY, SZ., és RONCZYK, L. (2017). 1901-2016 közötti extrém csapadékok trendelemzése a Dél-Dunántúli régióban In: SZIGYÁRTÓ, I. L.; SZIKSZAI, A.; (eds.) XIII. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia Cluj-Napoca, Romania: Ábel Kiadó, pp. 96–101.
 132. NAGY, G., DEZSŐ, J., CZIGÁNY, S., PIRKHOFFER, E., és LÓCZY, D. (2018). Az evapotranspiráció hatása a HYRDUS-1D modellfuttatás eredményeire összetett textúrájú talajok esetében In: FÜLEKY, GY., (eds.) XIV. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia Gödöllő, Hungary: MAG Mezőgazdaságért Alapítvány, (2018) pp. 214–218.
 133. NEMZETI VÍZSTRATÉGIA (Kvassay Jenő Terv), 2017. <https://www.kormany.hu/download/6/55/01000/Nemzeti%20V%C3%ADzstrat%C3%A9gia.pdf>
 134. NICHOLS, G. (1999). Sedimentology and Stratigraphy. Blackwell Science Ltd., Oxford, 355 p.
 135. NOVÁK, T. (2013). Talajtani Praktikum. Debrecen Meridián alapítvány 188 p.
 136. ORTMANN-AJKAI, A. (2019). Oxbow Lakes: Vegetation History and Conservation In: Lóczy, D (szerk.) The Drava River : Environmental Problems and Solutions Cham (Németország), Németország : Springer International Publishing, (2019) pp. 199-213. Paper: https://doi.org/10.1007/978-3-319-92816-6_13 , 15 p.

137. Ortmann-Ajkai, A ; Dénes, A. (1998). Tájidegen fajok a Dráva-ártér nyugat-baranyai szakaszán. In: Schmidt, G (szerk.) Lippay János - Vas Károly Nemzetközi Tudományos Ülésszak előadásainak és posztereinek összefoglalói : Kertészet Budapest, Magyarország : Kertészeti és Élelmiszeripari Egyetem, (1998) Paper: 16
138. ORTMANN-AJKAI, A és DÉNES, A. (2000). Changing floodplain ecosystems in the last 200 years in the plain of Drava. KERTÉSZETI ÉS ÉLELMISZERIPARI EGYETEM KÖZLEMÉNYEI 59 pp. 129-134. , 6 p. (2000)
139. PÁSZTOR, L., LABORCZI, A., SZATMÁRI, G., TAKÁCS, K., ILLÉS, G., és SZABÓ, J. (2017). Mi várható a megújult hazai talaj téradat infrastruktúrájától? In: Balázs, B (szerk.) Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában VIII. = Theory meets practice in GIS. Debrecen, Magyarország : Debreceni Egyetemi Kiadó, pp. 277-285. , 9 p.
140. PAVAN, A. L. R., és OMETTO, A. R. (2018). Ecosystem Services in Life Cycle Assessment: A novel conceptual framework for soil. *Sci. Total Environ.*, 643:1337–1347.
141. PENMAN, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London. Ser. A.* 120–146.
142. PETERS-LIDARD, C. D.; ZION, M. S. és WOOD, E. F. (1997). A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatially variable water and energy balance processes. *J. Geophys. Res.*, 102: 4303-4324,
143. PETROPOULOS, G., CARLSON, T. N., WOOSTER, M. J., és ISLAM, S. (2009). A review of T-s/VI remote sensing based methods for the retrieval of land surface energy fluxes and soil surface moisture. *Prog. Phys. Geography*, 33: 224-250.
144. PIRKHOFFER E., CZIGÁNY, SZ., GYENIZSE, P., és NAGYVÁRADI, L., (2006). A meteorológiai modellek talajadatbázisainak összehasonlító elemzése. [in:] III. Magyar Földrajzi Konferencia. Absztrakt kötet. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, p. 178.
145. PURGER, D., és PURGER, J. J. (2019). A Barcsi Ó-Dráva holtág élőhelyei és élővilága Pécs, Magyarország: BioRes Bt., 222 p ISBN: 9786158124508
146. PUSKÁS, I., GÁL, N. és FARSANG, A. (2012). Impact of weather extremities (Excess water, drought) caused by climate change on soils in Hungarian Great Plain (SE Hungary) In: RAKONCZAI, J. és LADÁNYI, Zs.(szerk.) Review of climate change research program at the University of Szeged (2010-2012): A klímaváltozás kutatás válogatott eredményei a Szegedi Tudományegyetemen (2010-2012) pp. 73-84.
147. RAJKAI, K. (1981). A pF-görbe számítása a talaj térfogatsúlya és mechanikai összetétele alapján VITUKI KÖZLEMÉNYEK 35 pp. 16-18.
148. RAJKAI, K. (1988). A talaj víztartó képessége és különböző talajtulajdonságok összefüggésének vizsgálata. *Agrokém. és Talaj.*, 36-37:15-28.
149. RAJKAI, K., KABOS, S., VAN GENUCHTEN, TH., és JANSSON, P. E. (1996). Estimation of water-retention characteristics from the bulk density and particle-size distribution of Swedish soils. *Soil Sci.* 161: 832–845.
150. RAJKAI, K., és KABOS, S. (1999). A talaj víztartóképesség-függvény (pF-görbe) tulajdonságok alapján történő becslésének továbbfejlesztése. *Agrokém. és Talaj.*, 48:15–32.
151. RAJKAI, K., TÓTH, B., BARNÁ, GY., HERNÁDI, H., KOCSIS, M., és MAKÓ, A. (2015). Particle-size and organic matter effects on structure and water retention of soils. *Biologia.* 70: 1456-1461. DOI: <http://dx.doi.org/10.1515/biology-2015-0176>

152. Rawat, K. S., Singh, S. K., Ray, R., Szabó, Sz., és Kumar, S. (2020). Parameterizing the modified water cloud model to improve soil moisture data retrieval using vegetation models. *Hungarian Geographical Bulletin* (2009-) 69 : 1 pp. 17-26. , 10 p.
153. RICHARDS, L.A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*. 1: 318–333.
154. RADCLIFFE, D.E., és ŠIMŮNEK, J. (2010) Soil Physics with Hydrus: Modeling and Applications. CRC Press, Boca Raton, Florida. 374 p.
155. Rasband, W.S., ImageJ, U. S. National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA, <https://imagej.nih.gov/ij/>, 1997-2018.
156. ROMANO, N., BRUNONE, B., és SANTINI, A. (1998). Numerical analysis of one-dimensional unsaturated flow in layered soils. *Advances in Water Resources*, 21(4), 315–324. doi:10.1016/s0309-1708(96)00059-0
157. RUŽIČIĆ, S., KOVAČ, Z., NAKIĆ, Z. és KIRETA D. (2017). Fluvisol permeability estimation using soil water content variability. *Geofizika*, 34: 141–155.
158. SALEM, A. DEZSŐ, J., LÓCZY, D., EL-RAWY, M. és SLOWIK, M. (2018). Modeling Surface Water-Groundwater Interaction in an Oxbow of the Drava Floodplain. in La Loggia, G. Freni, G. Puleo, V. és De Marchis, M. (szerk)., HIC 2018, 13th International Conference on Hydroinformatics. *EPiC Series in Engineering* 3.: 1832-1840.
159. SCHAAP, M. és LEIJ, F. J. (1998). Using neural networks to predict soil water retention and soil hydraulic conductivity. *Soil and Tillage Research*, 47(1-2), 37–42. doi:10.1016/s0167-1987(98)00070-1
160. SCHOFIELD, R. K. (1935). The pF of the water in soil. *Trans. 3rd Int. Cong. Soil Sci.* 2337-48.
161. Shukla, M. K. (2011). *Soil Hydrology, Land Use and Agriculture: Measurement and Modelling*. CAB International, UK, ISBN: 978-1-84593-797-3
162. SI, B., DYCK, M. és PARKIN, G.W. (2011). Flow and transport in layered soil preface. *Can. J. Soil Sci.*, 91(2): 127. doi:10.4141/cjss11501.
163. ŠIMŮNEK, J., ŠEJNA, M., SAITO, H. SAKAI, M. és VAN GENUCHTEN, M. TH. (2008). The HYDRUS-1D Software Package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 4.08. HYDRUS Software Series 3, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA.
164. ŠIMŮNEK, J., D. JACQUES, N. K. C. TWARAKAVI, és M. Th. VAN GENUCHTEN, Modeling subsurface flow and contaminant transport as influenced by biological processes at various scales using selected HYDRUS modules, *Biologia*, 64(3), 465-469, doi:10.2478/s11756-009-0106-7, 2009.
165. ŠIMŮNEK, J., ŠEJNA, M., SAITO, H. SAKAI, M. és VAN GENUCHTEN, M. TH. (2013). The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media Department of Environmental Sciences University of California Riverside, Riverside, California
166. ŠIMŮNEK J., VAN GENUCHTEN, M. TH., ŠEJNA, M. (2016). Recent developments and applications of the HYDRUS computer software packages. *Vadose Zone J.*, 15 DOI:10.2136/vzj2016.04.0033
167. ŠIMŮNEK, J., M. ŠEJNA, and M. TH. VAN GENUCHTEN (2018). New Features of the Version 3 of the HYDRUS (2D/3D) Computer Software Package, *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 66(2), 133-142, doi: 10.1515/johh-2017-0050,

168. SŁOWIK, M., DEZSŐ, J., MARCINIAK, A., TÓTH, G., KOVÁCS, J. (2018). Evolution of river planforms downstream of dams: Effect of dam construction or earlier human-induced changes? *Earth Surf. Process. Landforms* 43:2045–2063.
169. SOMLYÓDY, L. (2011). Somlyódy, L. 2011. Magyarország vízgazdálkodása: helyzetkép és stratégiafeladatok. MTA, Budapest
170. Sørensen, R., Zinko, U., & Seibert, J. (2006). On the calculation of the topographic wetness index: evaluation of different methods based on field observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(1), 101–112. doi:10.5194/hess-10-101-2006
171. SOIL SURVEY STAFF (2015). Illustrated guide to soil taxonomy. U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, Nebraska. 681
172. STEFANOVITS, P. (1952). Öntésterületeink talajainak kialakulása a viljámszi elmélet szerint. *Agrokém. és Talaj.*, 1. 4 pp.525-528.
173. STEFANOVITS, P., FÜLEP, GY., és FÜLEKY, GY. (1999). Talajtan. Budapest, Mezőgazda. Kiadó. 470
174. STANTURF, J., LAMB, D., és MADSEN, P. (2012). Forest Landscape Restoration: Integrating Natural and Social Sciences -World Forests 15 series. Springer Netherlands, 337. ISBN: 9789400753266
175. THIESSEN, A.H., (1911). Precipitation averages for large areas. *Monthly Weather Review*, 39(7): 1082-1084.
176. THORNTHWAITE, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Rev.* 38: 5–94.
177. TÓTH, B., WEYNANTS, M., NEMES, A., MAKÓ, A., BILAS, G. és TÓTH, G. (2015). New generation of hydraulic pedotransfer functions for Europe. *Eur. J. of Soil Sci.*, 66:226-238. DOI: 10.1111/ejss.12192
178. TÓTH, B., GÁBOR, SZ., TAKÁCS, K., LABORCZI, A., MAKÓ, A., RAJKAI, K., és PÁSZTOR, L. (2019). Random forest based pedotransfer functions and geostatistical methods for mapping soil moisture retention capacity at 100 m resolution. *GEOPHYSICAL RESEARCH ABSTRACTS* 21 Paper: 12775
179. Tóth, G., Dezső, J., Słowik, M., és Sipos, Gy. (2017). Pedodiverzitás a Dráva ártér területén (esettanulmány). In: SZIGYÁRTÓ, I. L.; SZIKSZAI, A.; (eds.) XIII. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia Cluj-Napoca: Ábel Kiadó, pp
180. TURYKIN, L. A. (1993). Gryadovyi rel'ef rechnogo rusla i ego vliyanie na sezonnye dephormacii perekatov (Dune bed configuration of river channel and its influence on seasonal riffle adjustment). *Geomorphologiya* 2: 83–88.
181. TIETJE, O. és M. TAPKENHINRICHS (1993). Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57: 1088–1095.
182. TWARAKAVI, N. K. C., ŠIMŮNEK, J., and SCHAAP, M. G., (2010). Can texture-based classification optimally classify soils with respect to soil hydraulics?, *Water Resour. Res.*, 46, W02501, doi:10.1029/2009WR007939, pp. 11, 2010.
183. URSULINO, B. S., MONTENEGRO, S. M. G. L., COUTINHO, A. P., COELHO, ARAÚJO, D. C. S., GUSMÃO, A. C. V., NETO, S. M. S., LASSABATERE, L., és JARAMILLO, A. R. (2019). Modelling Soil Water Dynamics from Soil Hydraulic Parameters Estimated by an Alternative Method in a Tropical Experimental Basin. *Water* 2019, 11, 1007; doi:10.3390/w11051007
184. VAN GENUCHTEN, M. TH. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892–898.

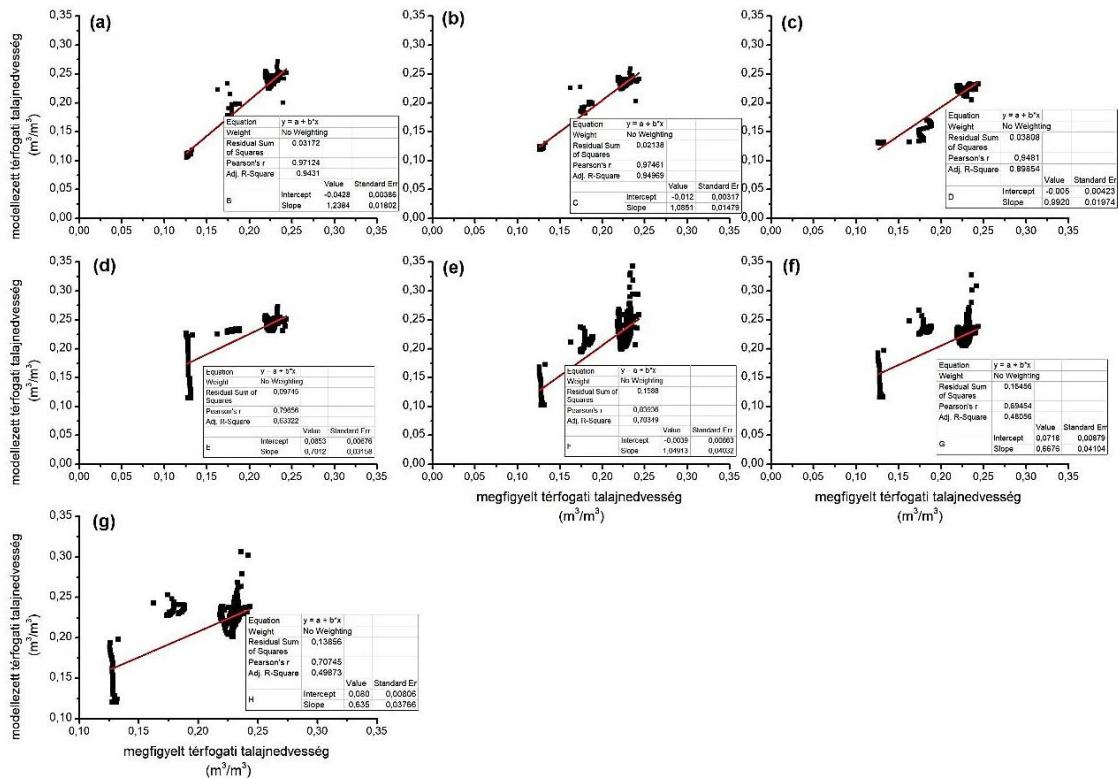
185. VAN GENUCHTEN, M. TH., LEIJ, F. J. és YATES, S. R. (1991). The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils. EPA Report 600/2-91/065. US Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, CA
186. VÁRALLYAY, GY., és RAJKAI, K. (1987). Soil moisture content and moisture potential measuring techniques in Hungarian soil survey. [In:] Proc. of Int. Conf. on 'Measurement of Soil and Plant Water Status'. Vol.1. July 6-10. 1987. Logan, UT. 183–184.
187. VÁRALLYAY, GY. (1997). A talaj és funkciói. *Magyar Tud.*, XLII. (12) 1414-1430. <http://www.matud.iif.hu/2011/07/03.htm>
188. VÁRALLYAY, GY. (1996). Magyarország talajainak érzékenysége szerkezetleromlásra és tömörödéssre. *Környezet- és Tájgazdálkodási Füzetek 2*: 15–30.
189. VÁRALLYAY, GY. (2000a). Talajfolyamatok szabályozásának tudományos megalapozása. In: Székfoglalók, 1995–1998. Magyar Tudományos Akadémia. Budapest. pp. 1–32.
190. VÁRALLYAY, GY. (2000b). Risk assessment and prevention of soil degradation processes in Hungary. In: COTTAM, H. és PAPE, T. (szerk.): Foresight and Precaution. Balkema, Rotterdam. pp. 563–567.
191. VÁRALLYAY, GY. (2000c). Soil quality in relation to the concepts of multifunctionality and sustainable development. In: WILSON, M.J., MALISZEWSKA, K. és ORDYBACH, B. (szerk.): Soil Quality, Sustainable Agriculture and Environmental Security in Central and Eastern Europe. NATO Sci. Ser. 2. Env. Security. Kluwer Acad. Publishers 69: 17–33.
192. VÁRALLYAY, GY. (2001). A talaj vízgazdálkodása és a környezet. *Magyar Tudom.* 46: 799–815.
193. VÁRALLYAY, GY. (2002). Homoktalajok vízgazdálkodásának korlátai In: Láng, I; Lazányi, J; Németh, T (szerk.) Tartamkísérletek, tájtermesztés, vidékfejlesztés : nemzetközi konferencia Debrecen, Magyarország : DE ATC, (2002) pp. 83-89. , 7 p.
194. VÁRALLYAY, GY., (2003). Magyarország talajainak érzékenysége környezeti hatásokkal szemben. *Tájökológiai lapok 1*:45–62.
195. VÁRALLYAY, GY., és LÁNG, I. (2000). A talaj kettős funkciója: természeti erőforrás és termőhely. *Debreceni Egyetem Agrártudományi Közlemények 5*–19.
196. VÁRALLYAY, GY., és LESZTÁK, M. (1990). Susceptibility of soils to physical degradation in Hungary. *Soil Tech.* 3: 289–298.
197. VÁRALLYAY, GY., NÉMETH, T. (1996). A fenntartható mezőgazdaság talajtani–agrokémiai alapjai. MTA Agrártud. Oszt. Tájékoztatója, 1995. Akadémiai Kiadó. Budapest. pp. 80–92.
198. VÁRALLYAY, GY., RÉDLY L.-né, és MURÁNYI, A. (1986). A légköri savas ülepedés hatása a talajra Magyarországon. *Időjárás*, 90: 169–180.
199. VÁRALLYAY, GY., RÉDLY, M., és MURÁNYI, A. (1989). Map of the susceptibility of soils to acidification in Hungary. *Ecological Impacts of Acidification. Proc. Symp. Ecosystems, Oulu, Finland, Nov. 1–4, 1988.* pp. 79–94.
200. VÁRALLYAY, GY., SZABÓ, J., PÁSZTOR, L. és MICHÉLI, E. (1994). SOTER (Soil and Terrain Digital Database) 1:500000 and its application in Hungary. *Agrokém. és Talaj.*, 43: 87–108.
201. VÁRALLYAY, GY., SZÛCS, L., MURÁNYI, A., RAJKAI, K., és ZILAHY, P. (1979). Magyarország termőhelyi adottságait meghatározó talajtani tényezők 1:100 000 méretarányú térképe. I. *Agrokémia és Talajtan 28*: 363–384.

202. VÁRALLYAY, GY., SZÛCS, L., SZÛCS, L., MURÁNYI, A., RAJKAI, K., és ZILAHY, P. (1980). Magyarország termőhelyi adottságait meghatározó tényezők 1:100 000 méretarányú térképe. II. *Agrokém. és Talaj*. 29: 35–76.
203. VÁRALLYAY, GY., PÁSZTOR, L., SZABÓ, J., és BAKACSI, ZS. (2000). Soil vulnerability assessments in Hungary. "Soil and Terrain Database. Land Degradation Status and Soil Vulnerability Assessment for Central and Eastern Europe". FAO Land and Water Digital Media Series 10. CD-ROM. FAO. Rome.
204. VEREECKEN, H., SCHNEPF, A., HOPMANS, J.W., JAVAUX, M., OR, D., ROOSE, T., VANDERBORGH, J., YOUNG, M.H., AMELUNG, W., AITKENHEAD, M., ALLISON, S.D., ASSOULINE, S., BAVEYE, P., BERLI, M., BRÜGGEMANN, N., FINKE, P., FLURY, M., GAISER, T., GOVERS, G., GHEZZEHEI, T., HALLETT, P., HENDRICKS, H.J., FRANSSEN, J., HEPPELL, J., HORN, R., HUISMAN, J.A., Jacques, D., Jonard F., KOLLET, S., LAFOLIE, F., LAMORSKI, K., LEITNER, D., MCBRATNEY, A., MINASNY, B., MONTZKA, C., NOWAK, W., PACHEPSKY, Y., PADARIAN, J., ROMANO, N., ROTH, K., ROTHFUSS, Y., ROWE, E.C., SCHWEN, A., ŠIMŮNEK, J., TIKTAK, A., VAN DAM, J., VAN DER ZEE, S. E. A.T. M., VOGEL, H.J., VRUGT, J.A., WÖHLING T., és YOUNG, I.M. (2016). Modeling soil processes: Review, key challenges, and new perspectives. *Vadose Zone J.* 15(5): 1–57. DOI:10.2136/vzj2015.09.0131
205. VOGT, J. V. és SOMMA, F. (2013). Drought and Drought Mitigation in Europe. Springer Science & Business Media, Dordrecht, Netherlands. ISBN 9789048155682
206. VÁGÁS I. (2007). Vízügyeink az elmúlt századoktól napjainkig. *Földrajzi Értesítő* 56. 105-110.
207. WANRKEIN, B. P. (1962). Water retention and swelling pressure of clay soils. *Can. J. Soil Sci.*, v42-189–196
208. WILLIAMS, A. P., COOK, E.R., SMERDON, J. E., COOK, B. I., ABATZOGLOU, J. T., BOLLES, K., BAEK, S. H., BADGER, M., és LIVNEH, B., (2020). Large contribution from anthropogenic warming to an emerging North American megadrought. *Science*. 368, (6488): 314-318. DOI: 10.1126/science.aaz9600
209. WINTER, T.C., HARVEY, J.W., FRANKE, O.L., és ALLEY, W.M. (1999). Groundwater and surface water: A single resource. U.S. Geological Survey Circular 1139: 1-79.
210. YOUNG, T (1805). "An essay on the cohesion of fluids," Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 95 : 65–87.
211. ZARADNY, H. (1978). Boundary Conditions in Modeling Water Flow in unsaturated soils. *Soil Sci.*, 125(2): February:75–82.
212. ZETTL, J. D. BARBOUR, S. L., HUANG, M., SI, B. C., és LESKIW, L. A. (2011). Influence of textural layering on field capacity of coarse soils. *Can. J. Soil Sci.*, 91:133–147.
213. Zhou, L., Yu, D., Wang, Z., & Wang, X. (2019). Soil Water Content Estimation Using High-Frequency Ground Penetrating Radar. *Water*, 11(5), 1036. doi:10.3390/w11051036
214. ZÓLYOMI, B. (1989). Természetes növénytakaró, 1:1.500.000. In: PÉCSI, M. (szerk.) Magyarország nemzeti atlasza. Kartográfiai Vállalat, Budapest, 89. old.
215. ZSUFFA, I. (1994). Műszaki Hidrológia. Budapest, Nemzeti Tankönyvkiadó

Mellékletek

19. táblázat A modellezéshez használt van Genuchten paraméterek(saját szerkesztés)

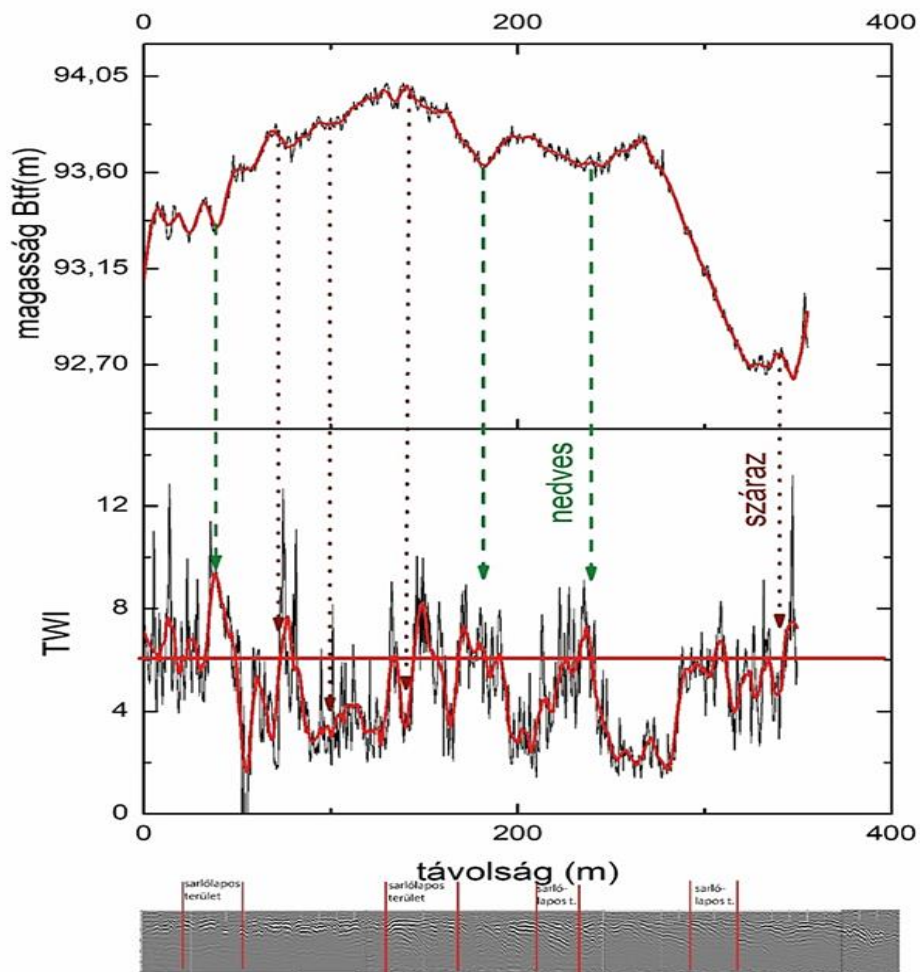
fizikai féleség	mintakód	Theta s	Theta r	alpha	n	m	Ks (mért) (cm/h)
durva homok	8.1.50	0,396378	0,045	0,00895	6,20824	0,838924	382,7582
homok	1.12.50	0,401897	0,045	0,00807	28,08184	0,96439	22,75637
finom homok	8.11.50	0,416875	0,057	0,00464	3,70572	0,730147	2,03156
kőzetliszt	5.10.50	0,502656	0,034	0,00896	1,52679	0,345031	0,323123
vályogos kőzetliszt	3.1.50	0,512157	0,067	0,00946	1,21967	0,180106	0,139492
vályog	9.12.20	0,510978	0,067	0,00418	2,04483	0,510962	0,144273
vályog	7.5.50	0,488311	0,078	0,01427	5,73712	0,825697	0,146538
agyagos vályog	3.6.50	0,417845	0,095	0,0089	1,92733	0,481147	0,021924
agyag	5.6.50	0,480324	0,068	0,00748	2,00048	0,50012	0,00052
nehéz agyag	na	0,607547	0,07	0,00744	1,49478	0,331005	0,001012



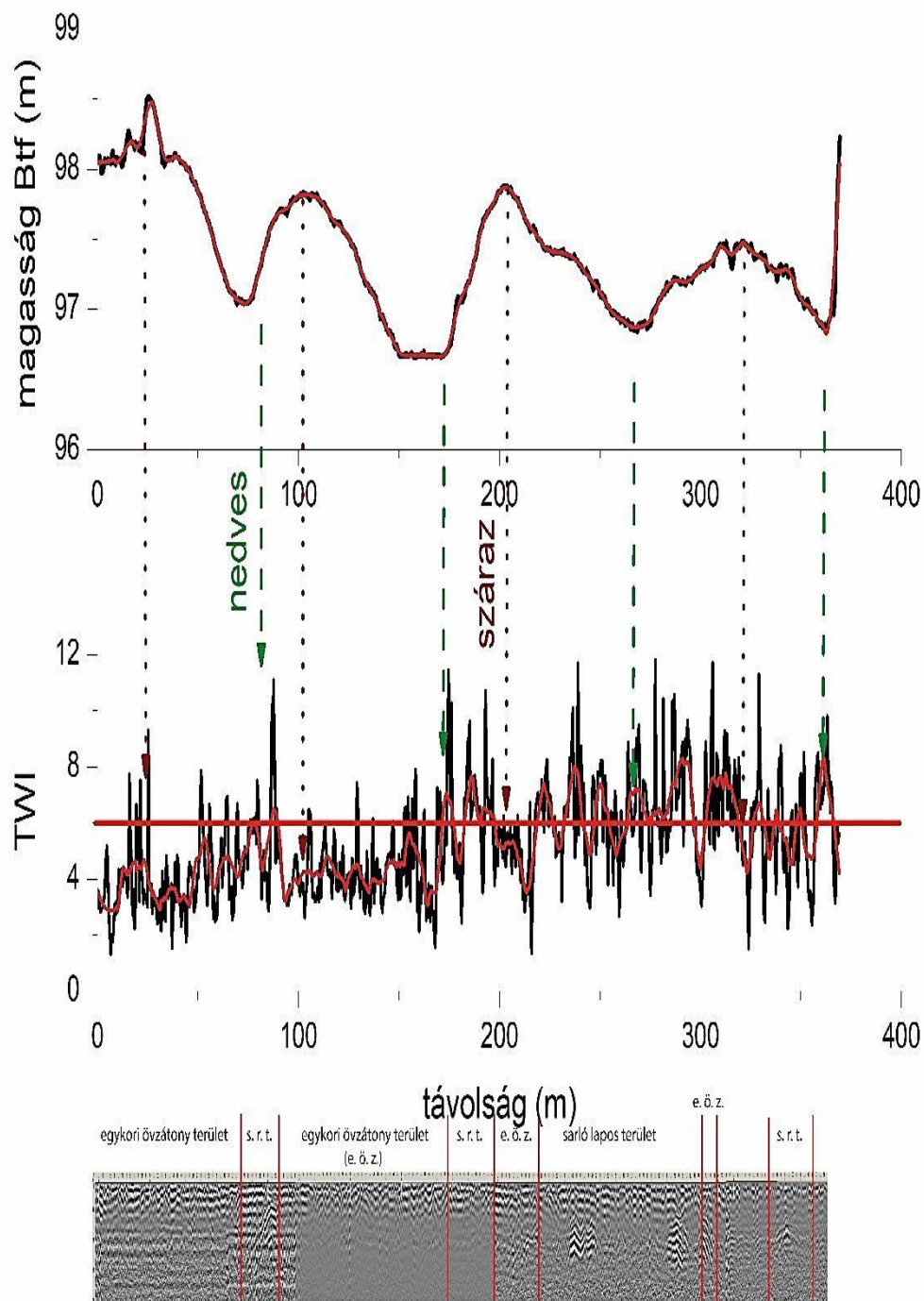
47. ábra A terepi talajnedvesség monitoringon alapuló hét különböző párolgási paraméter hatása az inverz 286 napos modellfuttatásra: (a) Penman-féle napi párolgás, (b) Penman-Montheit havi átlagos párolgás, (c) Antal-féle napi párolgás, (d) Antal átlagos havi párolgás, (e) Thornthwaite-féle párolgás, (f) Turc-féle párolgás (g) Meyer-féle párolgás (saját szerkesztés)

20. táblázat A homogén (h.r.) és a többszörösen (t.r.) rétegzett GPR szakaszok aránypárjai(saját szerkesztés)

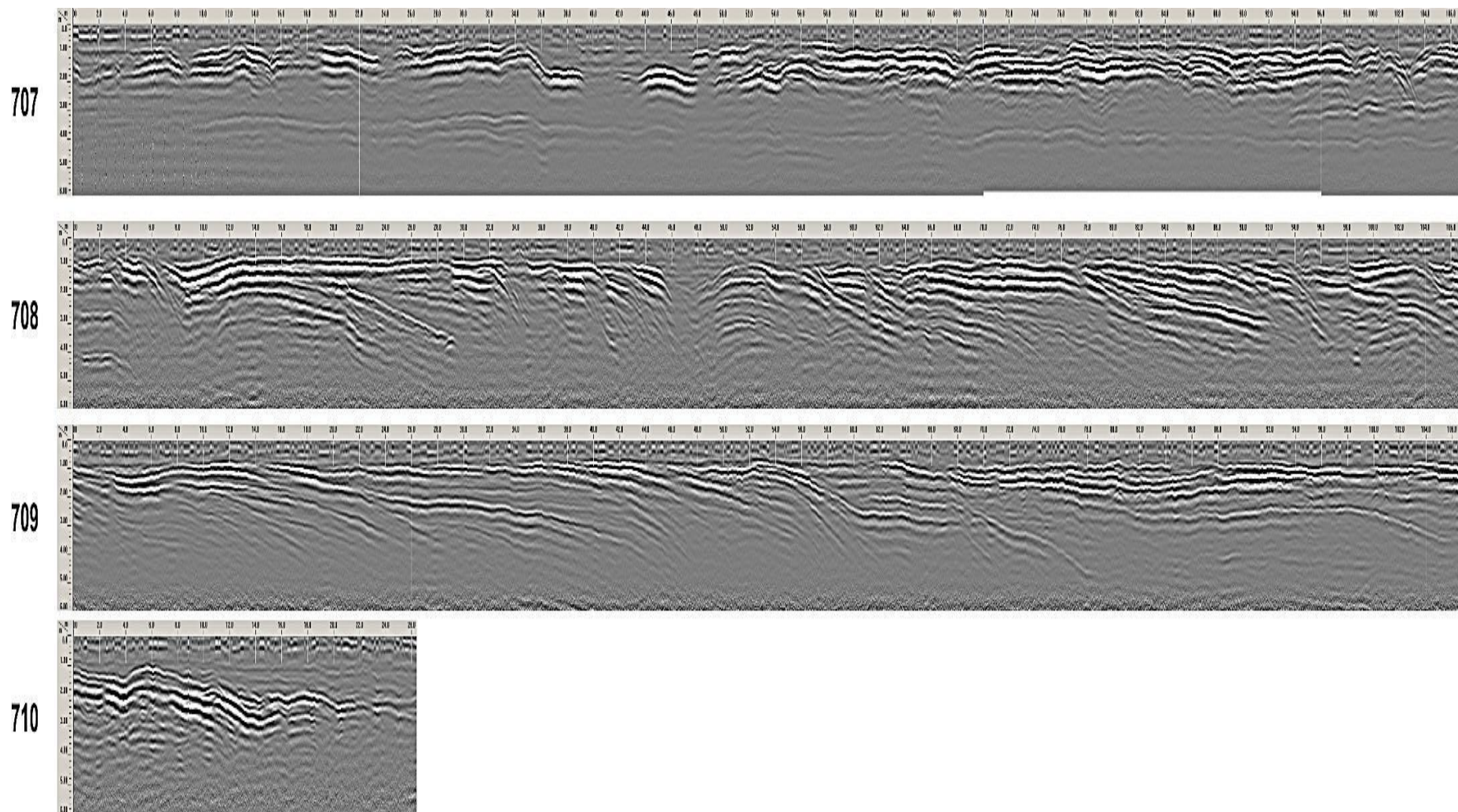
szakaszok aránya	Cún		Okor - Fekete-víz		Okor erdő	
	h r.	t r.	h r.	t r.	h. r.	t r.
20 m alatti szakaszok össz hossza / leghosszabb szakasz (m)	0,15	0,41	0,30	0,99	0,70	0,52
leghosszabb szakasz (m) / össz szakasz hossza	0,08	0,13	0,11	0,15	0,21	0,14



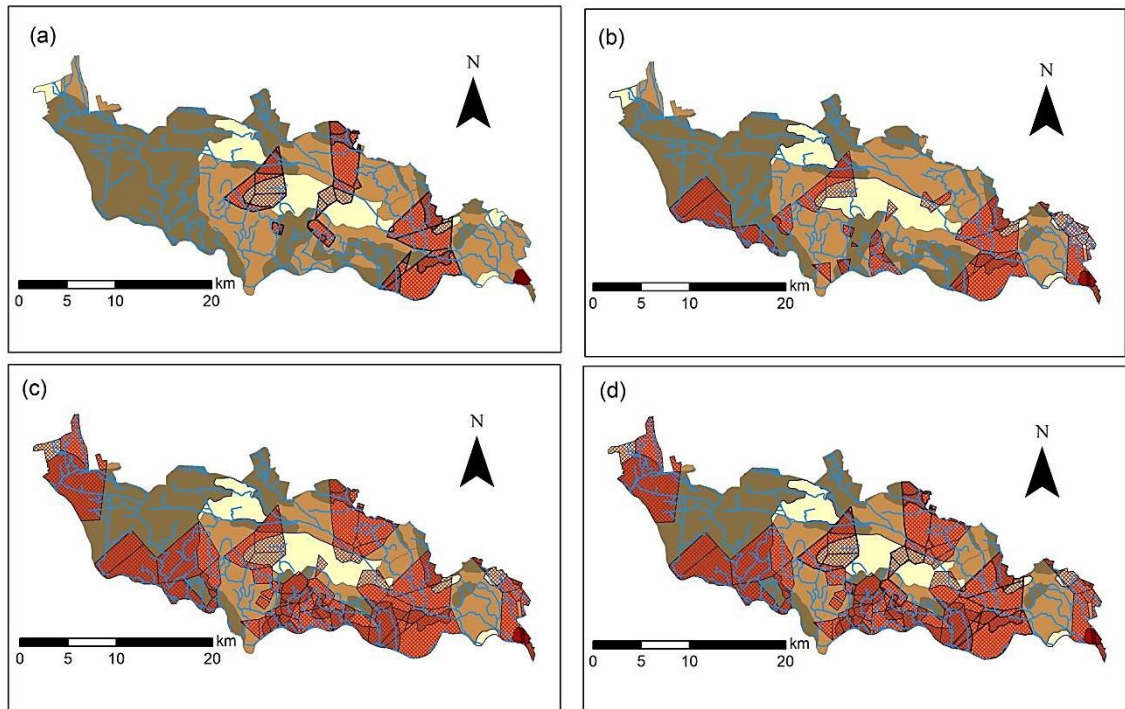
48. ábra Cún minta terület 711.-714. GPR szelvény és TWI összevetése, Dr. Sipos György GPR felvétele alapján (saját szerkesztés)



48. ábra Okor – Fekete-víz mintaterületnek GPR és TWI index összehasonlítása, Dr. Sipos György GPR felvétele alapján (saját szerkesztés)



49. ábra Cún mintaterület felmért GPR keresztmetszévény 707 – 710, Dr. Sipos György GPR felvétele alapján (saját szerkesztés)



Jelmagyarázat

Talaj textúra homok homokos vályog vályog agyagos vályog aszályveszélyeztetett terület

50. ábra A talaj texturális rétegzettségének térbeli vizualizációja a Dráva-síkra három eltérő talajmélységben, illetve a három térkép összeolvasztása. A háttér-térkép az AGROTOPO fizikai fedvénye. (a) 20 cm, (b) 60 cm (c) 120 cm mélységekben és (d) a három mélység összeolvasztva (saját szerkesztés)