

FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORI ISKOLA

**A légkör és a talaj nedvességtartalmának hatása a  
ködképződésre**

PhD értekezés

Készítette:

**Juhászné Cséplő Anikó**

Témavezető:

**Prof. Dr. Geresdi István**

egyetemi tanár

PÉCSI TUDOMÁNYEGYETEM

TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR

Pécs, 2024.



## Tartalom

1. Bevezetés .....	4
2. Elméleti áttekintés .....	9
2.1. A köd kialakulása, megszűnése és jellemzői .....	9
2.2. Relatív páratartalom hatása a ködképződésre .....	14
2.3. Talaj paramétereinek hatása a ködképződésre .....	18
2.3.1. A talaj nedvességtartalmának jellemzése .....	18
2.3.1.1. Vízmozgás háromfázisú talajban .....	22
2.3.1.2. A vízgőz transzportja a talajban és a talaj feletti légrétegben .....	25
2.3.2. A talaj hőmérséklete és hővezetés a talajban .....	27
2.3.3. A talaj nedvességtartalmának és hőmérsékletének a ködképződésre gyakorolt hatása .....	29
2.4. Ahol a köd kialakul: a légkör alsó rétege és a talaj közti kölcsönhatások .....	31
3. Célkitűzések .....	33
4. Kutatási adatok, módszerek és eredmények .....	33
4.I. Klimatológiai vizsgálat .....	34
4.I.1. Adatok és módszerek a klimatológiai kutatásokhoz .....	34
4.I.1.a. Hosszú távú változás vizsgálatához .....	34
4.I.1.b. A felszín közeli folyamatok vizsgálatához .....	39
4.I.2. Klimatológia .....	40
4.I.2.a. Ködklimatológiai vizsgálat Magyarország területére .....	40
4.I.2.b. A relatív páratartalom és a hőmérséklet változása 1961 és 2020 között ..	48
4.I.3. A felszín közeli határrétegben kialakuló légköri folyamatok vizsgálata .....	57
4.II. A talaj hatása a levegő nedvességtartalmára .....	65
4.II.1. A HYDRUS-1D-ben alkalmazott futtatási környezet bemutatása .....	66
4.II.2. Esettanulmányok .....	69
4.II.2.a. Mérési adatok .....	69
4.II.2.aa. Légköri adatok .....	69
4.II.2.ab. Szelvényleírás és talajtani paraméterek .....	72
4.II.3. Modelleredmények .....	79
4.II.3.a. A modellezett talajnedvesség és talajhőmérséklet összehasonlítása a megfigyelt adatokkal .....	79
4.II.3.b. Szimulációk különböző kezdeti feltételekkel .....	82
4.II.3.c. A felszíni párolgás numerikus szimulációjának eredményei .....	90

5. Az eredmények összefoglalása.....	98
6. A kutatás további irányai.....	100
Köszönetnyilvánítás .....	102
Hivatkozási lista .....	103
Függelék .....	113

## 1. Bevezetés

A köd világszerte – csapadékos klímazónákban éppen úgy, mint száraz, sivatagos területeken – megfigyelhető, egyaránt kialakulhat szárazföld és vízfelszín felett. A köd olyan réteges szerkezetű felhő, melynek alapja a földfelszín érinti, továbbá a ködöt alkotó apró vízcseppecskék hatására a horizontális látástávolság 1 km alá csökken (WMO, 2019). Ha a horizontális látástávolság 1 és 5 km közötti érték, akkor párasságról beszélünk (WMO, 2019).

A látástávolság jelentős csökkenése a szárazföldi, a légi, illetve a tengeri közlekedésben is jelentős problémákat okoz. A köd kialakulása szempontjából kedvező légköri feltételek hozzájárulnak a felszínközeli levegőben található gáznemű és szilárd halmazállapotú szennyező anyagok koncentrációjának növekedéséhez is. Az egészségre káros, magas szennyezőanyag koncentráció általában több napig tartó ködös periódus során alakul ki. A köd kialakulását elősegítő stabilis légköri rétegződés (légköri inverzió) gátolja a függőleges irányú levegő cserét, emiatt a szennyezőanyagok a felszínhez közeli légrétegben feldúsulnak. Ez az ún. hideg légpárnás légköri helyzet általában a téli időszakban alakul ki, és napokig fennmaradhat.

Számos tanulmányban kimutatták, hogy az iparvidékek és nagyvárosok környékén a nagyobb mértékű antropogén szennyezőanyag kibocsátás következtében a köd, párasság előfordulásának gyakorisága nagyobb, mint a vidéki, illetve ipari tevékenységektől távolabb elhelyezkedő területeken. Mohan és Payra (2009) Delhi városában, Indiában tanulmányozta a ködös események gyakoriságát. Megállapították, hogy a ködös események száma megtízszereződött Delhiben az elmúlt 50 év során, mely egyértelműen a megnövekedett levegőszennyezésnek tulajdonítható. Az utóbbi néhány évtizedben megforduló trend mutatható ki, melynek az lehet a magyarázata, hogy a gazdasági szerkezetváltás miatt a városok és ipartelepek levegőjének szennyezettsége csökken. Avotniece et al., (2015) hosszú időszakra visszatekintő ködklimatológiai adatok elemzésére támaszkodva megállapítja, hogy Lettországon a ködös események gyakorisága csökkent, amelyet a levegőminőség javulásával, valamint a növekvő hőmérséklettel magyarázott. Bokwa et al., (2018) Krakkóban, Lengyelországban vizsgálta a ködös napok gyakoriságát 1966 – 2015 között. Megfigyelt adatokon alapuló kutatása során megállapította, hogy a ködös napok száma mintegy 60%-kal csökken a vizsgált időszakban, a leghatározottabb csökkenést a belvárosban tapasztalták. Megállapította a vizsgálat azt is, hogy a levegőszennyező anyagok kibocsátásának csökkenése után, különösen 1989-es politikai és gazdasági változásokat követően a közvetlen, antropogén hatások szerepe a ködképződésben csökkent. Az alacsony

szélsőséggel jellemezhető napok számának és a magas, 80 – 95% közötti relatív páratartalommal rendelkező napok számának csökkenése további meghatározó tényező lehet a ködös napok számának csökkenésében. Hasonló következtetésre jutottunk mi is, amikor a köd és párásság időtartam változásának trendjét vizsgáltuk Miskolc és Debrecen városában (Cséplő et al., 2019). Az elmúlt három évtizedben a párásság és ködös események időtartama csökkenő tendenciát mutat, amely a térségben végbemenő ipari átalakulás és szennyezőanyag kibocsátás csökkenésének következménye lehet.

A nagyvárosokban megfigyelhető ködös időjárási helyzetek gyakoriságát nem csak a légszennyezettség, de az ún. városi hősziget (*Urban Heat Island*, UHI) hatás is befolyásolja. A városi hősziget ködképződésre gyakorolt hatását már 1980-as évek végén kimutatták. A városok területén kialakuló pozitív hőmérsékleti anomália a város területe felett egy lyuk formájú szakadást eredményezhet a ködrétegben. Erről nevezték el a jelenséget „köd lyuk” -nak, angolul „*fog hole*” -nak. Lee (1987) Kaliforniában található városi és vidéki repterek látástávolság adatait hasonlította össze. Eredményei szerint a kutatási időszakban a látástávolság értékek a városi reptér területén nagyobbak voltak, mint a vidéki reptéren. Az eltérést a szerző a városi hősziget hatásának tulajdonította. Gautam és Singh (2018) Európa, Ázsia és az Egyesült Államok területéről származó műholdképek elemzése alapján kimutatta, hogy a köd lyukak mérete erősen korrelál a városi területek népességszámával.

LaDochy (2005) Los Angeles repülőtereinek területére vizsgálta a sűrű ködös<sup>1</sup> események számának változását az elmúlt 50 évre vonatkozóan. Megállapította, hogy a vizsgált események száma csökkent, amelynek háttérében egyrészt a légköri szennyezőanyag koncentráció csökkenése, másrészt a városi hősziget erősödő hatása áll. Továbbá a vizsgált ködös események gyakoriságának változását összefüggésbe hozta a partkörnyéki tengervíz hőmérsékletének változásával. Yan et al. (2020) egy, Kínában kialakult sűrű ködös esemény vizsgálatát követően arra a következtetésre jutott, hogy a magasabb városi hőmérséklet miatt kialakuló relatív páratartalom deficit ellensúlyozni képes az aeroszol koncentráció többletből származó hatást.

A ködképződést befolyásoló tényezők változékonysága jelentős hatással van a köd kialakulásának gyakoriságára, a ködös események időtartamára, és a látástávolság csökkenésének mértékére. Ezért nehéz feladat a köd kialakulásának, időtartamának és megszűnésének pontos előrejelzése. Az előrejelzés pontosításának elengedhetetlen feltétele a köd kialakulását befolyásoló dinamikai és termodinamikai, valamint a ködben lejátszódó

---

<sup>1</sup> a horizontális látástávolság  $\leq 400$  m

fizikai és kémiai folyamatok minél pontosabb megismerése. A folyamatok jobb megértését mérési kampányok és számítógépes modellel végzett számítások is elősegíthetik.

A köd kialakulásának egyik fontos feltétele, hogy a levegő vízgőztartalmát leíró relatív páratartalom elérje a 100%-ot. A víz egyidejűleg mindhárom halmazállapotban jelen van a légkörben. A légkör nedvességtartalma befolyásolja a Föld – légkör rendszer sugárzás egyenlegét és energiaháztartását, valamint a vízgőz fontos szerepet játszik a légkör és a felszín közti energiacsereben a látens hőfluxuson keresztül. A légkör vízgőztartalma nedvességi karakterisztikákkal jellemezhető, amelyek a légkör nedvességtartalmát különböző szempontok szerint jellemzik. A légkör egységnyi térfogatában található vízgőz mennyiségét az abszolút nedvességtartalommal ( $\text{gm}^{-3}$ ) adjuk meg. A relatív páratartalom (RH) a tényleges és a telítési nedvességtartalom arányát (%) mutatja meg. Az elmúlt évtizedekben számtalan kutatás során tanulmányozták a légköri paraméterek hosszú távú változását mind kisebb – nagyobb régiókra, mind a Föld egészére vonatkoztatva. A légkör páratartalma és a hőmérséklet hosszú távú változását sokan kutatták az elmúlt évtizedekben. Peixoto és Oort (1996) rádiószonda adatbázisokat tanulmányozva vizsgálta a relatív páratartalom vertikális és horizontális mintázatát. Kijelentették, hogy a relatív páratartalom az Egyenlítő környékén a legmagasabb, míg a szubtrópusi területeken a legalacsonyabb, továbbá a felszín közelében megfigyelt relatív páratartalom inhomogenitások a magassággal csökkennek. Held és Soden (2000) kijelentette, hogy a felső troposzférában található vízgőz fontos szerepet játszik a hosszuhullámú sugárzási egyenlegben. Az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (röviden: IPCC) már a 2001-ben kiadott értékelő jelentésében publikálta, hogy a globális felszíni átlaghőmérséklet a 20. sz. során  $0,6 \pm 0,2$  °C-kal emelkedett (Albritton et al., 2001). Minschwaner és Dessler (2004) a felszínközeli hőmérsékletnek a trópusi felső troposzférában található vízgőztartalomra gyakorolt hatását vizsgálta. Eredményeik szerint a felszín közeli légkörben növekvő hőmérséklet és nedvességtartalom a felső troposzférában a relatív páratartalom csökkenését eredményezi. Sutton et al., (2007) klímamodell szimulációk eredményei alapján állította, hogy a hőmérséklet emelkedésének mértéke globálisan nem egységes, a szárazföldek felett a felszíni hőmérséklet emelkedés gyorsabb, mint az óceánok felett. A klímaváltozás miatt bekövetkező légköri átlaghőmérséklet változás befolyásolja a légköri relatív és abszolút páratartalmat. Sherwood et al., (2010) általános cirkulációs modellel végzett szimulációkkal megállapította: (i) a relatív páratartalom változására vonatkozó előrejelzések összhangban vannak a hőmérsékletváltozás globális trendjével; (ii) a modelleredmények a relatív páratartalom csökkenését jelzik előre a közepes szélességek területén és a felső troposzférában, továbbá a relatív páratartalom növekedését jósolják a

tropopauza környékén. A szerzők szerint a relatív páratartalom változásait az éghajlat jellemzőinek (pl.: a relatív páratartalom jelenlegi mintázatának a légkör magasabb régiói felé, illetve pólusirányba történő eltolódása) változása is befolyásolhatja. Az IPCC 2013-ban elkészített értékelő jelentésében bemutatják, hogy noha az 1970-es évek óta növekedett a vízgőz keverési aránya ( $q$ , egységnyi tömegű száraz levegőben lévő vízgőz tömege, mértékegysége  $\text{kg kg}^{-1}$ ) felszín közelében és a troposzférában, a felszín közelében a relatív nedvességtartalom jelentősen csökkent a kontinensek felett (Stocker et al., 2013). Spinoni et al. (2014) 10 meteorológiai paraméter 1961 és 2010 közötti változását elemezve vizsgálta a Kárpát-medence éghajlatának változást. Megállapították, hogy az időszak végére a hőmérséklet minden évszakban emelkedett, növekedés különösen a vizsgált időszak második felében volt jelentős. A relatív páratartalom esetében azt találták, hogy télen, tavasszal és nyáron csökkent, azonban ősszel emelkedett.

A relatív páratartalom időbeli és térbeli változásának trendjét számos kutató vizsgálta. Az elmúlt évtizedek változásait bemutató eredmények – melyek numerikus szimulációkon, megfigyelési adatokon és a szimulációk eredményeinek reanalízisén alapulnak – nem vezettek konszenzusra. A kutatók eredményei alapján két, jól elkülöníthető következtetés körvonalazódik: az egyik szerint a légkör relatív páratartalma időben közel állandó, míg a másik szerint a relatív páratartalom változott az elmúlt évtizedek során. Számos kutatás eredménye azt bizonyította, hogy a klímaváltozás jelentősen eltérő relatív páratartalom trendeket eredményezhet a Föld különböző régióiban. A trendek függenek a földrajzi elhelyezkedéstől, a felszínhasználatától és az évszakoktól is. A relatív páratartalom változása eltérő módon befolyásolja a ködképződést a Föld különböző régióiban.

Az elmúlt évszázadban, Magyarországon csak kevés kutató foglalkozott a köddel. Antal és Péczely (1956) különböző időjárási helyzetekben vizsgálta a felhőzeti jellemzőket Magyarország területén. Statisztikai elemzésük eredményeként bemutatták, hogy késő ősztől kora tavaszig kialakuló anticiklonális időjárási helyzetekre jellemző légköri feltételek kedveznek a ködképződésnek, elsősorban a **sugárzási** és az **advekcións ködtípus** kialakulásának. Lépp és Rajkay (1957) repülésbiztonsági szempontból vizsgálta a magyarországi repterek horizontális látástávolság és felhőmagassági viszonyait. Megállapították, hogy az éjszakai látástávolság nem sokkal kisebb, mint a nappali maximum érték. A köd előrejelezhetőségének javítása érdekében Antal (1958) ködklimatológiai kutatást végzett 11 meteorológiai állomáson (főként reptereken), 11 év téli hónapjaiban mért adatok felhasználásával. A szerző eredményei szerint a köd éven belüli gyakorisága legnagyobb decemberben, illetve hely szerint a ködgyakoriság legkisebb Győrben, legnagyobb pedig



Miskolcon és Budapesten. Az első, több évtizedes adatbázisra támaszkodó ködklimatológiai kutatás Kéri (1965) nevéhez fűződik. Budapest és Kalocsa ködviszonyait vizsgálta, az 1901 – 1960 között megfigyelt adatokat elemezve összehasonlította az urbánus és rurális területek ködviszonyait. A vizsgálat eredményei szerint a vizsgált időszak elején évente 48 ködös nap volt Budapesten, ami az időszak végére kb. 10%-kal nőtt. A rurális és városias területek közti különbséget jelzi, hogy a vizsgált időszakban átlagosan, évente 8 nappal több volt a ködös napok száma Budapesten, mint Kalocsán. Probáld (1965) a levegőszennyezésnek a horizontális látástávolságra gyakorolt hatását vizsgálta. Megfigyelési adatokat elemezve megállapította, hogy Budapesten a látástávolság nagymértékben függ a szennyezőanyag transzportot meghatározó légmozgás irányától. Wantuch (2001) egy *nowcasting* (ultrarövidtávú előrejelzés, mely maximum 6 órára szól) módszert fejlesztett ki a ködképződés és a látástávolság megfigyelt adatokon alapuló megbízhatóbb előrejelzésre. A szerző kidolgozta a köd stabilitási indexet (FOGSI) és a „köd döntési fa” módszert, mely megfigyelt és származtatott fizikai paramétereken alapul. A látástávolság előrejelzéséhez az időjárási eseményeket két csoportba sorolta: normál és hideg légpárnás helyzet. Modelljének bemenő paraméterei a megfigyelt RH, szélsősebesség és a sugárzás okozta hűlés. Tuba és Botyán (2018) hibrid módszert fejlesztettek ki a horizontális látástávolság pontosabb, elsősorban repterek területére vonatkozó előrejelzésére. A magyarországi, több évtizedre visszatekintő köd időtartam adatok elemzését tárgyalja közös munkánk (Cséplő et al., 2019). Ennek a vizsgálatnak a keretében egy, 60 éves időszakot lefedő (1956 – 2017) adatbázist elemeztünk, amely nyolc meteorológiai állomás mérési adatait (látástávolság és időtartam adatok) tartalmazza. A vizsgálat létjogosultságát indokolta, hogy az egész országra kiterjedő, átfogó ködklimatológiai kutatás korábban nem készült. A publikációban három, különböző horizontális látástávolság csökkenéshez – párásság<sup>2</sup>, köd<sup>3</sup> és sűrű köd<sup>4</sup> – kapcsolódó esetek számát, évszakosan összesített időtartamát és gyakoriságát mutatjuk be. Megállapítottuk, hogy a párásság időtartama az összes vizsgált állomás esetén csökkent, ezen belül Miskolc és Debrecen állomások esetében jelentősen csökkent az elmúlt évtizedekben.

Doktori kutatómunkámban arra kerestem választ, hogy a ködös események időtartamának és gyakoriságának csökkenése háttérben milyen légköri paraméterek megváltozása áll? Kutatásom során a ködképződést befolyásoló tényezők közül a relatív páratartalom és a talaj hőmérsékletének és nedvességtartalmának szerepével foglalkoztam. A

---

<sup>2</sup> horizontális látástávolság 5000 – 1000 m

<sup>3</sup> horizontális látástávolság 1000 – 300 m

<sup>4</sup> horizontális látástávolság < 300 m

relatív páratartalom hosszú távú változását statisztikai módszerekkel, a talaj paramétereinek ködképződésre gyakorolt hatását esettanulmányokon keresztül numerikus szimulációk elvégzésével vizsgáltam meg.

## 2. Elméleti áttekintés

### 2.1. A köd kialakulása, megszűnése és jellemzői

A köd kialakulásának sokszínűségét jól jellemzi, hogy számos ködtípust különböztetünk meg. Geresdi (2004) három ködtípust definiált a ködöt létrehozó folyamatok alapján: **kisugárzási köd**, **frontális köd** és **advekciós köd**. Tardif és Rasmussen (2007) a következő ködtípusokat azonosította kialakulási mechanizmusuk alapján: **sugárzási köd**, **advekciós köd**, **csapadék köd**, **felhőalap süllyedésével keletkező köd**, valamint a reggeli órákban kialakuló **párolgási köd**. Eugster (2008) szerint hét ködtípust különböztethetünk meg, melyeket a képződési folyamat és a képződés helye szerint, illetve a képződés helye szerint, de a képződési folyamat tekintetbe vétele nélkül csoportosíthatunk. Előbbi csoportba sorolhatjuk a **sugárzási ködöt**, a **tengeri ködöt** (magas vízgőztartalmú levegő alacsony hőmérsékletű óceán felszín fölé áramlik, amely a levegő hőmérsékletét csökkenti, ezáltal a légtömeg telített állapotba kerül), a **gőz ködöt** (magas hőmérsékletű óceán felszín fölé alacsonyabb hőmérsékletű levegő áramlik, az óceán felszínéről történő párolgással a levegő telített állapotba kerül) és az **advekciós ködöt**. Utóbbi csoportba tartozó típusok pedig a **parti köd**, a **völgyi köd** és a **hegyvidéki köd**. Az egyes ködtípusok kialakulása területenként eltérő lehet.

Ha a levegő hőmérséklete  $-10\text{ °C}$ -nál alacsonyabb, a látástávolság csökkenését döntően jégkristályok okozzák, ennél magasabb hőmérsékleten a ködöt mindig vízcseppek alkotják (Geresdi, 2004). A levegő hőmérséklete alapján megkülönböztetünk **meleg** és **hideg ködöt**, a két típus közötti hőmérsékleti határ  $0\text{ °C}$ . A **meleg ködök** esetében általában több vízgőz kondenzálódik, ezért ebben a köd típusban a látástávolság többnyire kisebb, mint a **hideg ködökben** (Geresdi, 2004).

Az antropogén tevékenységek és hatásuk nagymértékű növekedésének köszönhetően az elmúlt közel másfél évszázad során a kibocsátott szennyezőanyagok koncentrációja jelentősen növekedett (Lakra és Avishek, 2022). A szennyezőanyagok koncentrációjának növekedése és a globális klímaváltozás az emberi szervezetre (Allaby, 2014), továbbá a légkörre egyaránt jelentős hatást gyakorolt. Amennyiben a légkörben nagyobb mennyiségben

vannak jelen kondenzációs magvakként működő aeroszolrészecskék, úgy a légkörben található vízgőz a kondenzáció során több részecskére képes lecsapódni, ezáltal több, de kisebb vízcseppecske keletkezik. A köd fizikai jellemzőit (pl. látástávolság) a kondenzálódott víz tömegkoncentrációja (keverési arány), és a vízben oldódó aeroszolrészecskék kémiai összetétele és méret szerinti eloszlása határozza meg. A ködben tapasztalható nagyon kicsi túltelítettség miatt vízcseppek csak a nagyobb, néhány tizedmikronos átmérőjű, vízben jól oldódó aeroszol részecskéken alakulnak ki. Az ennél kisebb aeroszol részecskéken csak nagyon kevés vízgőz kondenzálódik, így a kondenzációs növekedés során nem érik el a további növekedéshez szükséges kritikus méretet. Az így kialakuló nagyon kicsi ( $<1 \mu\text{m}$ ) vízcseppeket 'haze' részecskének is nevezik (Kunkel, 1982). Az aeroszol részecskéket méret szerint a következő két csoportokba szokás sorolni: finom részecskékről beszélünk, ha az átmérő kisebb  $1 \mu\text{m}$ -nél, a durva részecskék pedig az ennél nagyobbak. A vízben oldódó összetevőt tartalmazó aeroszol részecskék kondenzációs magvakként segítik elő a felhő- és csapadékelemek képződését. Amellett, hogy az aeroszol részecskék közvetlenül, vagy közvetett módon részt vesznek a Föld – légkör rendszer sugárzásátviteli folyamataiban, az emberi egészségre is jelentős hatással vannak. Az aeroszol részecskéket (*particulate matter*, PM) az emberi szervezetre gyakorolt káros hatásuk szempontjából két csoportra szokás osztani: míg a  $10 \mu\text{m}$ -nél kisebb átmérőjű részecskék (PM 10) általában nem jutnak le a tüdőbe, és hamar kiürülnek az szervezetből, addig a  $2,5 \mu\text{m}$ -nél kisebb méretű részecskék nagyobb arányban eljutnak a tüdőbe és a szervezetből nehezen távoznak.

A vízben részben, vagy teljesen oldódó aeroszol részecskék jelenléte mellett a ködképződés másik fontos feltétele, hogy a levegő relatív páratartalma elérje a 100%-os értéket. Ha aeroszol részecskék nem lennének a légkörben, a telítési értéknél jóval magasabb relatív páratartalom lenne szükséges a vízcseppek kialakulásához. A vízgőz kondenzációja az ún. kondenzációs magvakra már alultelített levegőben is megkezdődik. Az alultelített levegőben kialakuló vízcseppecskék azonban még túl kicsik ahhoz, hogy jelentősen csökkentsék a látástávolságot (párasság). Amint a levegő vízgőztartalma eléri a telítési értéket, a vízgőz kondenzációja felgyorsul, és kialakulnak a ködöt alkotó,  $5 \mu\text{m}$ -nél nagyobb átmérőjű vízcseppecskék. A ködöt alkotó vízcseppecskék átmérője jellemzően  $10$  és  $20 \mu\text{m}$  között változik, a folyékony vízcseppek keverési aránya  $0,05 - 0,5 \text{ gm}^{-3}$  (Pruppacher & Klett, 2004), koncentrációjuk pedig  $1$  és néhányszor  $100 \text{ cm}^{-3}$  közötti érték. Geresdi (2004) szerint a vízcseppek koncentrációja arányos a kondenzációs magvak koncentrációjával, de az alacsony túltelítettség ( $<0,01\%$ ) miatt a kondenzációs magvak koncentrációjánál általában jóval kisebb. A ködben a levegő feláramlási sebessége nulla, ennek következtében a nagyobb

ködcseppecskék ( $>10\ \mu\text{m}$ ) ha lassan is, de a talajra hullnak. Ez a folyamat a ködszítálás. Abban az esetben, ha a talaj hőmérséklete fagyponthoz alacsonyabb, de a ködréteg hőmérséklete pozitív hőmérsékletű tartományban van, vagy a ködöt alkotó vízcseppecskék túlhűlt állapotban vannak, a ködcseppecskék talajra érkezésekor csúszós jégréteg alakul ki. Ez az ónos szítálás jelensége. A szél hatására horizontálisan mozgó vízcseppek a felszíni tereptárgyakkal ütközve, azokon folyékony (köd lecsapódás), vagy szilárd (zúzmara, fagyponthoz alatti hőmérséklet esetén) halmazállapotú lerakódást képeznek. Az utóbbi jelenség a zúzmarás köd. A ködöt alkotó vízcseppecskéknek a ködrétegből történő kihullása mikrocsapadékot eredményez.

A köd kialakulásához szükséges relatív páratartalom növekedést a hőmérséklet csökkenése és/vagy a vízgőztartalom növekedése eredményezheti. A két állapotjelző megváltozása egymástól függetlenül, és együttesen is elősegítheti a ködképződést. A levegő hőmérsékletének harmatpont hőmérséklet alá történő csökkenése a **kisugárzási köd** létrejöttében, a levegő vízgőztartalmának növekedése a **frontális köd** kialakulásában, az eltérő hőmérsékletű és nedvesség tartalmú légtömegek keveredése pedig az **advektációs köd** létrejöttében játszik szerepet (Geresdi, 2004).

A ködképződést további hatások is befolyásolják. Ezek elsősorban a felhőborítottság, turbulencia, valamint a talaj hőmérséklete és nedvességtartalma. Emellett bizonyos ködtípusok képződésében a földrajzi környezet is meghatározó lehet (pl. völgyek). Ezek a tényezők önállóan nem, de más hatásokat erősítve hozzájárulhatnak ködképződéshez.

A felhőborítottság mértéke a **kisugárzási köd** létrejöttében játszik fontos szerepet. Ez a ködtípus derült éjszakákat követően, a hajnali órákban alakul ki. A talaj a hajnali órákig folyamatosan bocsájt ki hosszúhullámú sugárzást. Ha az égbolt derült, akkor a talaj által kibocsátott hosszúhullámú sugárzás a világűrbe távozik, ezáltal a talaj és a felette elhelyezkedő légréteg nagymértékben lehűl. Ha a hűlés során a légréteg hőmérséklete eléri a harmatpont hőmérsékletet, akkor megindul a vízgőz kondenzációja. A felhők jelenléte csökkenti a sugárzási veszteséget, és ezért a hőmérséklet csökkenése kisebb mértékű lesz.

A ködöt alkotó vízcseppek kialakulása csökkenti a levegő vízgőz tartalmát, a kondenzáció során felszabaduló hő pedig növeli a levegő hőmérsékletét. A ködöt alkotó vízcseppek tömegkoncentrációja (keverési aránya) a sugárzási hűlés, valamint a vízcseppek növekedését kísérő vízgőztartalom csökkenés és a látens hő felszabadulása közötti egyensúlytól függ (Mason, 1982; Maronga & Bosveld, 2017).

A felszínközeli szél és a turbulencia szerepe függ a köd típusától, és attól, hogy fejlődésének éppen melyik fázisában van a köd. Mason (1982) és Duynkerke (1991) szerint a

**sugárzási köd** kialakulása szempontjából kedvező, ha a turbulens keveredés gyenge és ezzel együtt kicsi a szélesség. Brown és Roach (1976) numerikus modelleredményei szerint a turbulens diffúzió csökkenésével – adott kezdeti feltételek mellett – a köd hamarabb alakul ki és nagyobb lesz a vízcseppek tömegkoncentrációja. Tardif és Rasmussen (2007) számszerű értéket határozott meg a maximális szélességre. Mérési adatok alapján úgy találták, hogy a **sugárzási köd** kialakulásának szükséges feltétele, hogy a szélesség nem haladja meg  $2,5 \text{ ms}^{-1}$ -ot.

A sugárzás meghatározó jelentőségű abban a folyamatban, amelynek során alacsonyszintű réteghőzetből alakul ki köd (Geresdi, 2004). Ebben az esetben a hosszuhullámú kisugárzás a réteghőzet tetején csökkenti a levegő hőmérsékletét. Ennek hatására a felhőtető alatti légrétegekben a légkör instabilitása növekszik. Az instabil állapotú légrétegben megjelenő turbulencia hatására a réteghőzetben lévő, alacsony hőmérsékletű és magas vízgőztartalmú levegő turbulens keveredés útján összekeveredik a felhő alatt elhelyezkedő, még telítetlen levegővel, vagyis a réteghőzből turbulens vízgőztranszport indul a felszín irányába. Emellett a felhőből kihulló vízcseppek párolgása tovább növelheti a felszínközeli, alultelített légtömeg nedvességtartalmát. A telítetlen légréteg vízgőztartalmának növekedése miatt, továbbá a felhőalap süllyedésének köszönhetően megindul a ködképződés a réteghőzet alatti légrétegben.

Szintén fontos szerep jut a turbulenciának a napkelte környékén kialakuló, illetve a megvastagodó köd esetében. A légkör instabilitását és ezzel együtt a turbulens keveredést erősítheti, ha a köd nem túl vastag és emiatt a napkeltét követően beérkező rövidhullámú sugárzás hatására a felszín hőmérséklete növekedni kezd. Az instabilitás hatására fellépő turbulens áramlás segítségével a magasabb légrétegekből lefelé irányuló vízgőztranszport alakul ki. A felszínközeli légréteg nedvességtartalmát tovább növeli a napsugárzás hatására elpárolgó talajnedvesség és a felszíni tereptárgyakról elpárolgó harmat. Price (2019) megfigyelési adatokat elemezve kimutatta, hogy **sugárzási köd** csak abban az esetben képződik, amikor a függőleges irányú turbulenciát leíró variancia négyzet  $2 \text{ m}$ -es magasságban  $0,005 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  értéknél kisebb, ha ennél nagyobb, az a köd disszipációját segítheti elő. Tanulmányában igazolja, hogy a felszínközeli relatív páratartalom vertikális gradiense határozza meg a felszíni harmatképződés intenzitását. A harmatképződés azonban gátolja a ködképződést. A turbulencia korrekt modellezése fontos a köd élettartamának pontos előrejelzése szempontjából. Kumar és Schmeller (2023) egy köd esemény életciklusát vizsgálta négy különböző határréteg (a légkör alsó rétege, melyet a felszín tulajdonságai és a felszínnel való kölcsönhatások nagymértékben befolyásolnak) sémával, melyek különböző

parametризációt alkalmaznak a légköri turbulencia jellemzésére. Megállapították, hogy a szimulációs idő nagy részében jelentős eltérés mutatkozik a megfigyelt és modellezett hőmérséklet és relatív páratartalom adatok között, továbbá a köd mikrofizikai jellemzőit nagymértékben befolyásolja a választott parametризációs séma.

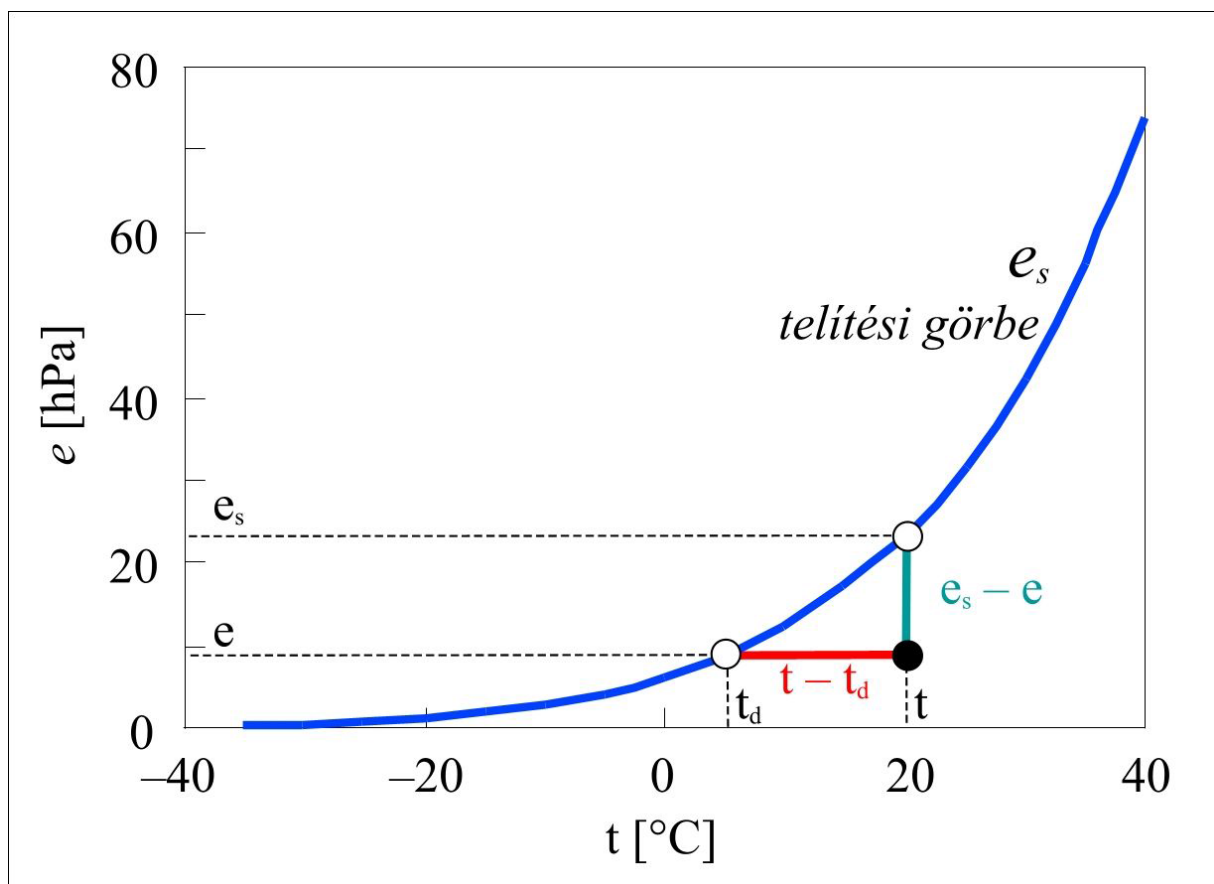
A köd életciklusa a néhány órás ködös eseményektől a hideg légpárnás helyzetben kialakuló, napokig tartó ködös eseményekig terjed. A köd megszűnésében (disszipáció) különböző légköri folyamatok vesznek részt, amelyek a légkör hőmérsékletének növekedésében, és/vagy a nedvességtartalom csökkenésében játszanak szerepet. A Napból beérkező rövidhullámú sugárzás megnöveli a felszín hőmérsékletét, mely így növeli a felette elhelyezkedő levegő hőmérsékletét. Ha a levegő hőmérsékletének növekedése olyan mértékűvé válik, hogy a párányomás a telítési érték alá csökken, akkor a ködrétegben a vízcseppecskék párologni kezdenek, és elkezdődik a köd megszűnése (felemelkedése). Ha a ködréteg nem túl vastag, akkor a ködréteg megszűnése a ködöt körülvevő légtömeg irányából, oldalról indul meg. Ennek a folyamatnak köszönhetően a korábban összefüggő ködrétegben szakadások alakulnak ki, melyeken keresztül a bejövő rövidhullámú sugárzás eléri a ködréteg alatt elhelyezkedő felszínt, és a felmelegedő felszín által kibocsátott hosszuhullámú sugárzás hatására a ködöt alkotó légréteg hőmérséklete növekszik. Ha a növekvő hőmérséklet ellenére a relatív páratartalom 100%, vagy afelett marad, akkor a köd tartósan megmaradhat. A köd megszűnése bekövetkezhet a növekvő szélesebbesség hatására is. Ebben az esetben növekszik a ködrétegből a talaj felé irányuló turbulens nedvesség fluxus, valamint a ködréteg felett elhelyezkedő száraz levegő keveredése a ködöt alkotó nedves levegővel. Ezen folyamatok eredményeként a ködréteg nedvességtartalma csökkenni kezd. Ha ezt a nedvesség csökkenést a talajról történő párolgás nem képes kompenzálni, akkor a talaj közelében elhelyezkedő légréteg nedvességtartalma fokozatosan csökkenni fog, és a köd feloszlik. A köd életciklusának, illetve megszűnésének egy, a többi disszipációs folyamattól eltérő megjelenési formája a köd alacsonyszintű rétegfelhőzetté történő átalakulása. Ha a ködréteg elég vastag, akkor a köd alapja a nappali órákban a kismértékű felmelegedés és az élénkebb légmozgás hatására elkezd feloszlani (látszólag felemelkedni), a ködréteg felszínétől távolabb lévő része viszont változatlan marad. A stabilis légköri helyzetnek köszönhetően nincs függőleges levegő csere, és amennyiben nem lép fel jelentős ködoszlató hatás, akkor a teljes ködréteg néhányszor tíz – száz méteres magassági szintig felemelkedik, ami alacsonyszintű rétegfelhőzet kialakulását eredményezi. Ebben az ún. hideg légpárnás légköri helyzetben az alacsonyszintű rétegfelhőzet több napig (akár több hétig) is fennmaradhat, és kiterjedhet az egész Kárpát-medencére.

## 2.2. Relatív páratartalom hatása a ködképződésre

A légkör telítési gőznyomása ( $e_s$ , a vízgőz parciális nyomása telített állapotban) erősen függ a vízgőz hőmérsékletétől (2.1. ábra), a két paraméter közti kapcsolat ( $e_s(T)$ ) leírására szolgál a Clausius-Clapeyron egyenletből levezethető összefüggés (1. egyenlet):

$$e_s(T) = e_s(T_0) \exp\left(\frac{L_v}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}\right)\right), \quad 1.$$

ahol  $T_0 = 273,15$  K,  $L_v$  és  $R_v$  rendre a párolgáshő ( $2,6 \cdot 10^6$  Jkg<sup>-1</sup>), valamint a vízgőz gázállandója ( $461,5$  Jkg<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>),  $T$  a vízgőz hőmérséklete K-ben kifejezve,  $e_s(T_0)$  pedig a telítési vízgőz nyomás (Pa) értéke 273,15 K-en.



2.1. ábra. A telítési gőznyomás függése a hőmérséklettől (forrás: Mészáros R. Meteorológiai műszerek és mérőrendszerek).  $e_s$  a  $t$  hőmérsékletre tartozó telítési gőznyomás,  $e$  a  $t_d$ , harmatponthoz tartozó telítési gőznyomást jelöli.

A klímaváltozás a levegő hőmérsékletét és abszolút vízgőztartalmát is befolyásolja, a kettő együttesen határozza meg a relatív páratartalmat (2. egyenlet). A 2.1. táblázat egy rövid

áttekintést nyújt a korábban végzett, a relatív nedvességtartalom hosszú távú változására vonatkozó vizsgálatokról.

$$RH = \frac{q}{q_s} 100\% , \quad 2.$$

ahol  $q$  a keverési arány és  $q_s$  a telítési keverési arányt jelenti.

2. 1. Táblázat. A relatív nedvességtartalom hosszú távú trendjével kapcsolatos kutatások összefoglalása

Szerző(k)	Publ. megjel.	Vizsgálati módszer	A relatív nedvességtartalom hosszú távú trendje	Megjegyzés
Gaffen és Ross	1999.	megfigyelt adatok	növekvő (télen és tavasszal)	adatbázis: 1961 – 1995 U.S.A.-ra
Ingram	2002.	modell szimuláció	a troposzféra alacsonyabb részén növekvő, a magasabb részén csökkenő	általános cirkulációs modell
Minschwaner és Dessler	2004.	modell szimuláció	csökkenés a troposzféra magasabb részén	egyoszlopos, sugárzási-konvektív modell
Colman	2004.	modell szimuláció a vízgőz visszacsatolásának elemzéséhez	állandó és változó	Bureau of Meteorology Research Centre (BMRC model)
Soden és Held	2006.	modell szimuláció	konstans	14 csatolt óceán-légkör modell az IPCC SRES A1B <sup>a</sup> -n alapuló adatkészlettel
Dai	2006.	megfigyelt adatok	területenként változó	hajók és 15000 szárazföldi állomás megfigyelési adatai alapján
Vincent et al.	2007.	megfigyelt adatok	csökkenő (télen és tavasszal)	adatkészlet: 1953 – 2005 Kanadára



Willett et al.	2008.	homogenizált adatbázis	változó	HadCRUH adatkészlet
Simmons et al.	2010.	reanalízis, és analízisek megfigyelt adatokból	csökkenő	ERA-40, ERA-Interim, CRUTEM3, HadCRUH
Ajileye	2016.	megfigyelt adatok	negatív trend	adatkészlet: 1983 – 2005 összehasonlítva a 2008 – 2013 adatkészlettel Nigériára
Byrne és O’Gorman	2016.	modell szimuláció	óceánok felett kismértékben nő, szárazföld felett csökken	dobozmodell alkalmazása légköri nedvesség transzporttal és felszíni evapotranszpirációval
Byrne és O’Gorman	2018.	megfigyelt adatok	csökkenő a kontinensek felett (É.sz 40° és D.sz 40° között)	adatkészlet: HadISDH
Liu et al.	2018.	megfigyelt adatok	csökkenő	adatkészlet: 1970 – 2010 a Jangce folyó deltájára (Kína)
Tzanis et al.	2019.	reanalízis	évszaktól és elhelyezkedéstől függ	adatkészlet: 1979 – 2017 ERA-Interim reanalízis

<sup>a</sup>Az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (IPCC) Negyedik Értékelő Jelentése, IPCC Külön jelentés a kibocsátási forgatókönyvekről (SRES) A1B forgatókönyv

Dai (2006) 1976 – 2004 között megfigyelt adatokat felhasználva elemezte a specifikus nedvesség (egységnyi tömegű nedves levegőben lévő vízgőz tömege [kgkg<sup>-1</sup>]) és relatív páratartalom hosszú távú változását. Arra a következtetésre jutott, hogy míg globálisan (szárazföldek és óceán együtt) a felszín közeli légkörben a relatív páratartalom csak kismértékben változott, addig, ha csak az óceánok feletti légtömegeket tekintjük a relatív páratartalom csökkenő tendenciája szignifikánsnak bizonyult az emelkedő tenger felszíni hőmérséklet miatt. Nagymértékű RH növekedést csak néhány kisebb régióban talált – pl.: az Egyesült Államok középső és keleti része – melynek kialakulását két tényezővel magyarázta.

Egyrészt a specifikus nedvességtartalom nagymértékű növekedésével, amennyiben az mérsékelt hőmérséklet növekedéssel társult, másrészt az alacsony szintű felhők borítottságának növekedésével. Willett et al., (2008) homogenizált adatbázist elemezve megállapította, hogy a 1973 – 2003 közötti periódusban a légköri specifikus nedvességtartalom globálisan növekedett, valamint kimutatta, hogy a trópusi területeken, illetve az északi féltekén a nyári időszakában a specifikus nedvességtartalom növekedése nagyobb, mint a globális átlag. Tanulmányában ismertette a relatív páratartalommal kapcsolatos vizsgálatok eredményeit is. Megállapította, hogy az RH globális, éves átlaga nem változott szignifikánsan a 1973 – 2003-as periódusban, de néhány évszakban szignifikáns változást talált. Felszíni hőmérséklet és légköri nedvességtartalom reanalízisből, valamint megfigyelésből származó adatokra támaszkodva Simmons et al., (2010) a relatív páratartalom csökkenő tendenciájára talált bizonyítékot az alacsony- és közepes szélességeken található szárazföldi területek felett az 1998 – 2008 közötti időszakban. Az adatok alapján a felszínközeli specifikus nedvességtartalom növekedett a szárazföld és a vízfelszín felett is. A szárazföldi területek felett megfigyelt csökkenő relatív páratartalom tendencia oka az lehet, hogy az óceán felszínén megfigyelhető párolgás növekedése nem kompenzálja azt a hatást, ami a szárazföldek hőmérsékletének növekedéséből származik. Ugyanis az óceánok felszínéről történő párolgás a vízfelszín hőmérsékletének függvénye, amely azonban nem emelkedett azonos mértékben a szárazföldi felszín hőmérsékletével. Byrne és O’Gorman (2016) klímamodell szimulációkkal vizsgálta a globális felmelegedésnek a felszínközeli relatív páratartalomra gyakorolt hatását. Modelleredmények alapján megállapították, hogy míg az óceánok felett kismértékben növekszik, addig a szárazföldi felszín felett csökken a relatív páratartalom. Ez utóbbi trend háttérében álló folyamatok megértése végett dobozmodellt alkalmaztak az általános cirkuláció egyszerűsített leírására. Figyelembe vették a szárazföldek és az óceánok között, a légkörben lejátszódó nedvességi transzport folyamatokat, valamint a kontinenseken lejátszódó evapotranszpirációt (talaj felszínéről történő párolgás és a növényzet párologtatása együttesen) is. Megállapították, hogy a légköri specifikus nedvességtartalom egyenlő mértékben növekedett a szárazföldek és az óceánok felett (hasonlóan Simmons et al., [2010] eredményeihez). Emiatt – a kontinensek felett kialakuló jelentősebb hőmérséklet emelkedés miatt – a relatív páratartalom csökken a szárazföldek felett, és csak kismértékben változik az óceánok felett. Modell szimulációk segítségével kimutatták azt is, hogy az evapotranszpiráció abban az esetben játszik fontos szerepet a kontinensek felett kialakuló relatív páratartalom alakításában, ha a szimuláció során a hőmérséklet növekedésének hatásait is figyelembe veszik.

## 2.3. Talaj paramétereinek hatása a ködképződésre

### 2.3.1. A talaj nedvességtartalmának jellemzése

A talajban található víz a talajban és a talaj felszínén élő élővilág számára nélkülözhetetlen, valamint fontos szerepet játszik a talaj és a légkör között zajló kölcsönhatásban. A talajnedvesség és a talajlevegő a talaj szilárd alkotóelemei között lévő pórustérben helyezkedik el. A talajban a folyékony halmazállapotú víz mellett gáz halmazállapotú vízgőz is található a talajlevegőt tartalmazó pórusokban. A talaj nedvességtartalma természetes módon a csapadékból, valamint az oldalirányú hozzáfolyásból és a talajvíztükör felől kapilláris úton, továbbá mesterséges módon öntözéssel pótolható. A talaj nedvességtartalma (térfogatszázalékban,  $\theta_v$ , mértékegysége:  $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ ) a talajban lévő víz térfogatának és a talaj teljes térfogatának aránya (3. egyenlet):

$$\theta_v = \frac{V_w}{V_{tot}} 100, \quad 3.$$

ahol  $V_w$  a talajban található víz térfogata, és  $V_{tot}$  a talaj térfogata. Ha a talajban található víz tömegét a száraz (105 °C-on kiszáritott) talaj tömegéhez viszonyítjuk (gravimetrikus módszer), akkor a talaj nedvességtartalmát tömegszázalékban ( $\theta_g$ ) fejezzük ki (4. egyenlet):

$$\theta_g = \frac{m_w}{m_s} 100, \quad 4.$$

ahol a  $m_w$  a talajban található víz tömege és  $m_s$  a száraz talaj tömege. A térfogatszázalékban ( $\theta_v$ ) és a tömegszázalékban ( $\theta_g$ ) kifejezett nedvességtartalom közötti kapcsolatot a következő összefüggés írja le (5. egyenlet).

$$\theta_v = \theta_g \left( \frac{\rho_b}{\rho_w} \right), \quad 5.$$

ahol  $\rho_b$  a szilárd fázis sűrűsége ( $\text{kg m}^{-3}$ , az egységnyi térfogatú, száraz, eredeti szerkezet – pórusokat is tartalmazó – talaj tömege)  $\rho_w$  pedig a víz sűrűsége. Schmuege et al. (1980) a talajnedvesség meghatározásának módszereit három csoportba sorolta: (i) *in situ*, (ii) távérzékeléses mérések, (iii) a talajfizikai modellek, melyek a légköri kényszerfeltételeket figyelembe véve a talajban lévő nedvesség viselkedését vizsgálják. Lekshmi et al. (2014) összehasonlította a talajnedvesség mérési módszereket és megállapította azok korlátait, illetve megvizsgálta a talaj paramétereinek nedvességtartalom meghatározást befolyásoló tényezőit. Rasheed et al. (2022) a felszín talajnedvesség meghatározásának módszereit direkt (pl. gravimetrikus módszer) és indirekt (pl. neutron szóródásos módszer) kategóriák szerint

csoportosította. A szerzők szerint a direkt módszerek megbízhatóak és költséghatékonyak, azonban időigényesek. A közvetett módszerek esetében hiányzik a térbeli lefedettség.

A talaj relatív víztartalmát, vagy a talaj víztelítettségének százalékos értékét (VT) meghatározhatjuk a talaj teljes porozitása és a nedvességgel kitöltött pórusok ( $\theta_v$ ) arányában (6. egyenlet), ami megmutatja, hogy a potenciális víztartalomnak mekkora hányadát tartalmazza a talaj, vagyis a víztelítettség értékét (*degree of saturation*).

$$VT = \frac{\theta_v}{P_{tf\%}} 100, \quad 6.$$

ahol VT a víztelítettség százalékban kifejezve,  $P_{tf\%}$  a talaj összes porozitása. A talaj vízkapacitása az a vízmennyiség, amelyet a talaj adott feltételek esetén tárolni képes. A talajban tárolható víz mennyisége főként a talaj textúrája és szerkezete által meghatározott porozitásviszonyoktól, illetve a porozitást, a kapillaritást és az adszorpciót egyaránt befolyásoló egyéb talajfizikai – és kémiai tulajdonságoktól (pl.: szervesanyagtartalomtól) függ. Abu-hashim et al. (2023) hagyományos és ökológiai talajművelés hatásainak összehasonlítását vizsgálta, amely során megállapították, hogy a talaj pórusszerkezetének, ezáltal vízkapacitásának megváltozását okozhatja a talaj szerkezetének mesterséges módosítása a talajművelés során. A széles határok között változó víztelítettség az adott talaj térben és időben változó tulajdonsága. A maximális víztelítettség (*saturated water content*,  $\theta_s$ ) a talaj pórussterének vízzel való teljes kitöltöttségét jelenti, ami a levegőzárványok jelenléte miatt inkább csak elméleti jelentőségű. A szabadföldi vízkapacitás (*field capacity*,  $\theta_{fc}$ ) elérésekor a korábban vízzel telített talajrétegből a gravitációs erő hatására víz távozik a talajszelvény mélyebb rétegei felé (konvencionálisan -33 kPa-nál határozzák meg). Ekkor a talaj víztartalma a kapillárisokban és a kisebb pórusokban helyezkedik el. A talaj víztartalmát a talaj ún. szilárd fázisa, vagyis mátrixa abszorbeálja, továbbá a növények gyökerei szívóerőt fejtenek ki rá. A hasznosítható (*disponibilis*) víztartalom a növények szívóereje által a talaj szilárd fázisának nedvességet megkötő erejével szemben elérhető víztartalom. Ha a növényi szívóerő és a talaj szilárd fázisának nedvességet megkötő ereje megegyezik, akkor a nedvességtartalom a hervadásponthoz (*permanent wilting point*,  $\theta_{pwp}$ , vagy  $\theta_{wp}$ ) egyenlő. A hervadásponthoz -1500 kPa szívóerőnél határozták meg (konvencionálisan minden növénynél). Az ennél nagyobb szívóerővel elérhető víz mennyisége a holtvíz tartalom (*residual water content*,  $\theta_r$ ), ami már csak az olyan kis pórusokban található vizet jelenti, ahonnan a növények már nem képesek felvenni a nedvességet.

A talajnedvesség potenciálja ( $\Psi$ ) a talajban lévő víz energiaszintjét fejezi ki, vagyis azt a munkamennyiséget jelenti, amely a talajból egységnyi tömegű vízmennyiség egységnyi

távolságra való elmozdításához szükséges izoterm körülmények között. A talajnedvesség potenciálja négy részpotenciálból tevődik össze: (i) gravitációs potenciál ( $\Psi_g$ ), amely a gravitációs erő ellenében egységnyi tömegű vízmennyiségnek a kiindulási szinttől egy kívánt magassági szintig való felemeléséhez szükséges munka; (ii) a mátrixpotenciál ( $\Psi_m$ ), a víznek a talaj szilárd fázisából – mátrixból – a kapilláris és adszorpciós erőkkel szemben történő eltávolításához szükséges munka; (iii) a nyomáspotenciál ( $\Psi_p$ ), mely a vízzel telített talajban a víz hidrosztatikai nyomásából fakadó nyomás; (iv) ozmózispotenciál ( $\Psi_o$ ), mely a növények ásványi anyag felvételével kapcsolatos, oldott anyagok hatására féligáteresztő hárttyák mentén végzett munka. Vízzel telített (kétfázisú) talajban a nyomáspotenciál értéke pozitív ( $\Psi_p$ ), mivel a víz hidrosztatikai nyomása meghaladja a légköri nyomás értékét. Vízzel telítetlen (háromfázisú) talajban a negatív előjelű mátrixpotenciál ( $\Psi_m$ ) a víz visszatartását mutatja meg. A nedvesség összpotenciálját ( $\Psi_{tot}$ , mértékegysége a nyomás mértékegységével megegyező, pl.: Pa, bar, atm, Hgmm, vízoszlop cm vagy angolszász területeken PSI) vízzel telített talajban a nyomáspotenciál, a gravitációs, valamint az ozmózispotenciál összege (7. egyenlet), míg vízzel telítetlen talajban a mátrixpotenciál, és a gravitációs, valamint az ozmózispotenciál (8. egyenlet) összege fejezi ki (az ozmózispotenciálnak csak akkor van jelentősége, ha féligáteresztő hárttya mentén az oldott anyag koncentrációja változik, egyébként elhanyagolható a vízmozgás szempontjából).

$$\Psi_{tot} = \Psi_p + \Psi_g + \Psi_o , \quad 7.$$

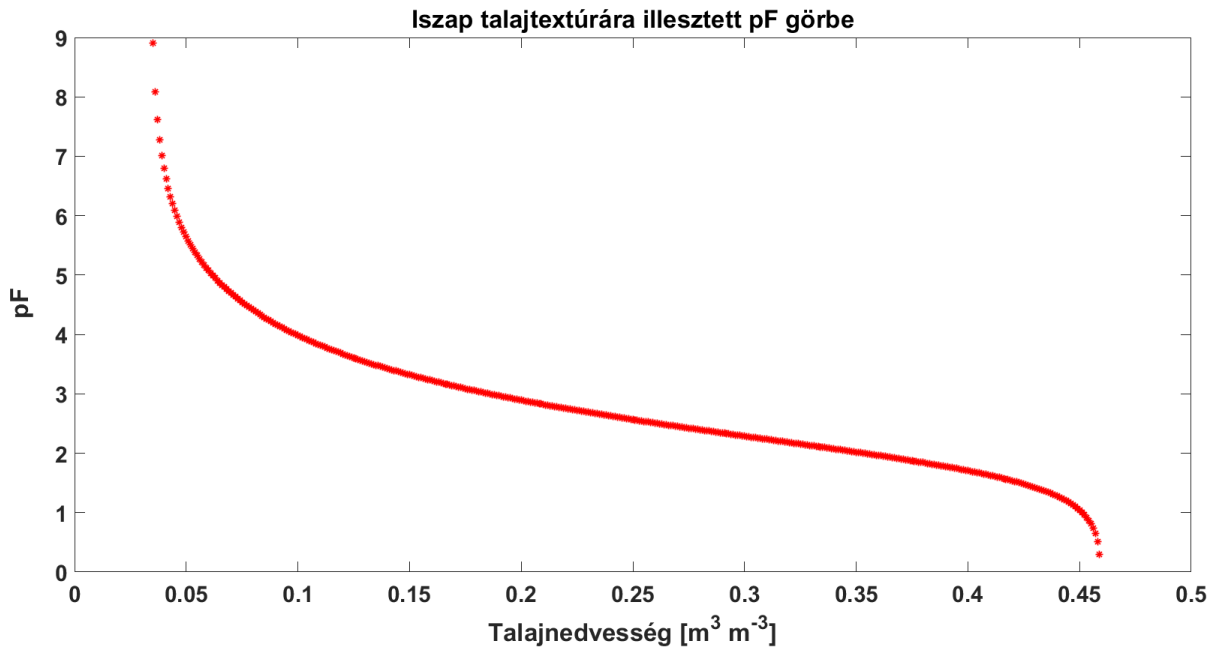
$$\Psi_{tot} = \Psi_m + \Psi_g + \Psi_o , \quad 8.$$

A talajban a mátrixpotenciál ( $\Psi_m$ ) és a gravitációs potenciál ( $\Psi_g$ ) összege a hidraulikus potenciál ( $\Psi_H$ ). Vízmozgás akkor indul a talajban, amikor a vízpotenciál eltérővé válik a térben. A nedvesség a talajban a magasabb hidraulikus potenciállal rendelkező helyek felől az alacsonyabb potenciállal rendelkező helyek felé (azaz a szárazabb, vagyis nagy negatív potenciálú helyek felé) kezd el mozogni. Ha a talajszelvény felső részén a talajnedvesség csökken és a gravitációs potenciál nem változik, akkor a hidraulikus potenciál értéke eltérő lesz, ugyanis a mátrixpotenciál értéke – abszolút értékben – növekszik, mivel a kisebb pórusok egyre nagyobb erővel képesek megkötni a vizet. A mátrixpotenciál érték összefüggésben van a talaj nedvességtartalmával. A talajnedvesség energiaállapotát jellemezhetjük azzal a szívóerővel, ami az eltávolításához szükséges, vagyis a talajnedvességre ható mátrixerők nagyságával. A szívóerő mellett használhatjuk a nedvességfeszültség, vagy nedvességtenzió kifejezést is. Ez a talajban található megkötött víz

molekulái között fellépő összetartó erő nagyságát fejezi ki. A nedvesség eltávolításához szükséges szívóerő mértékét a talajfizikában leggyakrabban vízoszlop cm-ben fejezzük ki, melynek tízes alapú logaritmusát a pF. A pF-görbék (*Schofield, 1935., water retention curve*) a talaj víztartó képességének jellemzésére használatosak, a nedvességtartalom ( $\theta$ ) és a mátrixpotenciál ( $\Psi$ ) közötti összefüggést jellemzik egy-egy adott talajmintára vonatkoztatva. A pF-görbén megfigyelhetjük a hiszterézis jelenségét is, azaz eltérő talajnedvesség-tenzió párokat láthatunk a talaj kiszáradása és újranedvesítése (*drying curve* és *wetting curve*) esetén. A talaj víztartó képességének meghatározásához szükséges paraméterek definiálásával számos külföldi és magyar kutató foglalkozott, pl.: Kotzmann (1938) és Kreybig (1951) a higroszkóposág, vízkapacitás és a holtvíztartalom kapcsolatát vizsgálta, Kreybig (1951) összefoglaló művében a talaj vízvezetőképességét vizsgálta. Brooks és Corey (1964) a talaj víztartó képességének és szemcseeloszlásának kapcsolatát vizsgálta. Rajkai et al. (1981) megbecsülte, hogy a különböző tenzió tartományokban melyik talajtulajdonság áll összefüggésben a talaj víztartó képességével. A vízvisszatartási görbe, vagy pF-görbe matematikai leírására a magyar kutatók közül Várallyay 1979-ben tett javaslatot. A külföldi kutatók eredményei közül a széles körben használt ún. van Genuchten-féle 5 paraméteres egyenletet érdemes kiemelni. (*9. egyenlet*) (van Genuchten, 1980):

$$\psi(\theta) = \frac{1}{\alpha} \left[ \left( \frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}}, \quad 9.$$

ahol a  $\Psi(\theta)$  a pillanatnyi víztartalomhoz tartozó szívóerő,  $\alpha$ ,  $m$ ,  $n$ , a  $\theta_s$  a maximális vízkapacitás, és a  $\theta_r$  a reziduális víztartalom van Genuchten illesztési paraméterek,  $\theta$  a tényleges víztartalom. A *9. egyenletet* felhasználva a dolgozatban bemutatásra kerülő esettanulmányokhoz kapcsolódóan a szemléltetés kedvéért meghatároztam egy iszap textúrájú talajféleség pF-görbéjét (2.2. ábra).



2.2. *ábra.* Iszap textúrájú talajra jellemző vízviisszatartási görbe hiszterézis-görbe nélkül. Az ábráról leolvasható a maximális vízkapacitás ( $\theta_s = 0.46 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ ) és a reziduális víztartalom ( $\theta_r = 0.034 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ ). (A HYDRUS kézikönyv (Šejna et al., 2022) 7. táblázatának [63. o.] adatai alapján saját szerk.)

### 2.3.1.1. Vízmozgás háromfázisú talajban

A vízmozgást a talajban a nedvesség kiegyenlítése generálja. A gyengébben kötött állapotú vizet tartalmazó hely felől (azaz kisebb tenzióval és nagyobb potenciális energiával rendelkező) az erősebben kötött (azaz nagyobb tenzióval és kisebb potenciális energiával rendelkező) vizet tartalmazó hely irányába. A víz áramlási sebessége és a vízmozgás során transzportált víz mennyisége függ: (i) a talajba jutó, vagy a talajban lévő, mozgásra képes víz összes térfogatától; (ii) a talaj tulajdonságaitól (szelvény rétegzettségétől, a talaj szerkezeti tulajdonságaitól, szemcseösszetételétől), valamint a rétegek tulajdonságától (pl.: pórusméret, póruseloszlás, pórusmennyiség és a pórusok közti összekötöttség), továbbá a talajban lévő agyagásványok tulajdonságaitól és mennyiségétől; (iii) a talajszelvényben lévő víz teljes potenciális energiájától és annak gradiensétől. Kétfázisú talajban a talaj pórusteret teljes mértékben víz tölti ki, melynek mozgását Darcy (1856) írta le (*10. egyenlet*):

$$q = -K_s \frac{\Delta H}{L}, \quad 10.$$

ahol  $q$  a víz áramlási sebessége (mértékegysége:  $\text{ms}^{-1}$ ),  $K_s$  a szivárgási tényező, vagy hidraulikus vezetőképesség (mértékegysége:  $\text{ms}^{-1}$ ) ( $s$  jelölés a talaj telített állapotát jelöli), mely egy tapasztalati szám, ami magában foglalja a talajmátrix tulajdonságait (pl.: pórusterek

nagysága, szerkezete, geometriája),  $\Delta H$  a hidraulikus nyomáskülönbség,  $L$  a talajoszlop hossza. A hidraulikus vezetőképesség negatív előjele arra utal, hogy kétfázisú talajban a víz a hidraulikus nyomáskülönbség-gradienssel ellentétesen mozog.

A háromfázisú talajban a talaj pórusterében a vízmolekulák mellett talajlevegő is található. Ebben az esetben a talajnedvesség folyékony halmazállapotú víz, valamint gáz halmazállapotú gőz formájában is mozog a talajban. A háromfázisú talajban történő vízmozgást elsősorban a talaj szilárd fázisának vízmegkötő ereje, azaz a mátrixpotenciálkülönbség generálja. A kapilláris vízvezetőképesség a nedvességállapot függvényében változik, továbbá értéke a porozitásviszonyoktól is függ (pl.: pórusméret-eloszlás, térbeli struktúra), ezért nem lehet egy egzakt értékkel jellemezni. Minél kevesebb vizet tartalmaz a talajszelvény, annál kisebb sebességgel vándorol a víz a talajban, ezért a talaj pillanatnyi kapilláris vezetőképessége meghatározható a nedvességtartalom függvényében.

A kapilláris vízvezetőképesség leírására a Darcy-Buckingham (*11. egyenlet*) összefüggést használjuk (Buckingham, 1907):

$$J_w = -K(\psi) \left( \frac{\Delta H}{\Delta L} + 1 \right), \quad 11.$$

ahol  $J_w$  a kapilláris vízmozgás fluxusa telítetlen talajban (mértékegysége:  $\text{cmnap}^{-1}$ ),  $K(\psi)$  kapilláris vezetőképesség a talajnedvesség potenciáljának (szívóerő) függvényében (mértékegysége:  $\text{cmnap}^{-1}$ ), továbbá  $\Delta H \Delta L^{-1}$  a hidraulikus gradiens, a vízmozgást kiváltó tényező, továbbá feltételezzük, hogy a gravitációs potenciál gradiens értéke  $1 \text{ cmcm}^{-1}$ . A Darcy-Buckingham-egyenlet csak időben állandó sebességű vízmozgás jellemzésére használható. Mivel a valóságban időben állandó sebességű vízmozgás csak ritkán alakul ki, a Darcy-Buckingham-egyenlet csak korlátozottan használható. A telítetlen talaj vezetőképességének meghatározására többféle módszer használatos, melyeket szakkönyvek (pl.: Hillel, 2003; Jury and Horton: 2004), illetve szakkikkek egyaránt bemutatnak. A vezetőképesség meghatározása állandó és változó mérési körülmények mellett egyaránt elvégezhető, Benson és Gribb (1997) összefoglaló munkája tíz laboratóriumi (pl.: hagyományos mérési módszer állandó nyomású vízoszloppal, centrifugálási módszer, Bruce-Klute abszorpció elvén alapuló módszer) és négy terepi (pl.: Tension Disc Infiltrometer) módszer leírását, továbbá a módszerek előnyeit és hátrányait is tartalmazza.

A talajnedvesség mennyisége függ a textúrától és a talajstruktúrától, emellett a csapadék, a párolgás, a növényzet, a domborzat és a talajban lejátszódó terjedés függvényében térben és időben egyaránt változik. A Darcy-Buckingham törvényt Lorenzo A. Richards a tömegmegmaradás törvényével egészítette ki (Richards, 1931), amely így már lehetővé teszi



az időben és térben változó vízmozgás leírását. A Richards-egyenlet egy-dimenziós változata a következő (12. egyenlet):

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = \frac{\Delta}{\Delta z} \left[ K(\psi) \left( \frac{\Delta H}{\Delta L} + 1 \right) \right], \quad 12.$$

ahol  $\Delta\theta\Delta t^{-1}$  a víztartalom időbeli változása, az egyenlet jobboldala a potenciál térbeli változását írja le.

A talajnedvesség összpotenciálját vízzel telítetlen talaj esetében a 8. egyenlet fejezi ki, amelyből, ha az ozmózispotenciált figyelmen kívül hagyjuk, a 13. egyenletet kapjuk. Eszerint a vízzel telítetlen talajban a talajnedvesség összpotenciálját kifejezhetünk a mátrixpotenciál és a gravitációs potenciál összegeként.

$$\Psi_{tot} = \Psi_m + \Psi_g, \quad 13.$$

Ha a 12. egyenletbe behelyettesítjük a 13. egyenletet, akkor a Richards-egyenlet átalakított formáját kapjuk (14. egyenlet), amely a víztartókéesség-függvény ( $h(\theta)$ ) mellett a vízvezetőképesség-függvényt ( $K(h)$ ) is tartalmazza.

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = \frac{\Delta}{\Delta z} \left[ K(h) \left( \frac{\Delta h(\theta)}{\Delta z} + 1 \right) \right], \quad 14.$$

A Richards-egyenletet alkalmazó talajnedvesség transzport modellek esetében a talajban lejátszódó nedvesség transzport leírásához a víztartókéesség- és a vízvezetőképesség-függvény is szükséges. A dolgozatban bemutatni kívánt talajnedvesség szimulációk elvégzéséhez Richards-egyenletet alkalmazó numerikus sémát választottam, amely a van Genuchten-Mualem modellt (15. és 16. egyenletek) alkalmazza. Ez a megközelítés van Genuchten-féle víztartókéesség-függvényt (van Genuchten, 1980) (15. összefüggés) és Mualem statisztikai pórusméret-eloszlás modelljén alapuló vízvezetőképesség-függvényt (Mualem, 1976) egyesíti.

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

A kapilláris vezetőképességet a modellben a következő egyenlettel számoljuk (van Genuchten, 1980):

$$K(h) = K_s S_e^l \left[ 1 - \left( 1 - S_e^m \right)^m \right]^2, \quad 16.$$

ahol  $K_k(h_k)$  a kapilláris vezetőképesség ( $\text{ms}^{-1}$ )  $h_k$  szívóerő esetén telítetlen talajban,  $S_e$  relatív telítettség (-),  $l$  pórus átjárhatósági paraméter a vízvezetőképesség függvényében (-).

### 2.3.1.2. A vízgőz transzportja a talajban és a talaj feletti légrétegben

Háromfázisú, telítetlen talajban a talajnedvesség gázhalmazállapotban is végezhet mozgást, ezt nevezzük páramozgásnak. A talajban található relatív páratartalom és nedvességpotenciál közötti kapcsolat leírására használatos a Kelvin-egyenlet (17. egyenlet).

$$\psi = \frac{-R_v T \rho_w}{\omega_v} \ln \left( \frac{q}{q_s} \right), \quad 17.$$

ahol  $R_v$  a vízgőzre vonatkozó gázállandó,  $T$  a hőmérséklet,  $\rho_w$  a víz sűrűsége ( $1000 \text{ kgm}^{-3}$ ),  $\omega_v$  vízgőz moláris térfogata ( $2,4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3 \text{ mol}^{-1}$ ),  $q, q_s^{-1}$  pedig a relatív páratartalom.

A páramozgásnak két típusát különböztetjük meg: (i) az aktív páramozgás során a nedvességtartalom a diffúzió következtében mozog a magasabb nedvességtartalmú helyről az alacsonyabb nedvességtartalmú hely felé, (ii) a passzív mozgás során a vízgőz a talajlevegővel együtt mozogva jut el a talaj különböző pórusaiba, azonban ez a folyamat csak a felszínhez közel és ritkán játszódik le. A talajban található vízgőz mozgása tehát legfőképpen aktív páramozgás során, diffúzióval történik. A talajban lejátszódó diffúzió meghatározására Fick-törvénye használható (18. egyenlet):

$$J = -D \frac{\Delta \varphi}{\Delta x}, \quad 18.$$

ahol  $J$  a diffúziós fluxus (mértékegysége:  $\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ ),  $D$  a diffúziós koefficiens vagy diffuzivitás (mértékegysége:  $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ),  $\Delta \varphi \Delta x^{-1}$  a gáz (jelen esetben a vízgőz) koncentráció gradiense. A száraz felszín éjszakai lehülése során a páramozgás a mélyebb, melegebb hőmérsékletű rétegekből a felszín felé irányul, ahol talajharmat formájában kicsapódik, és növeli a talaj felső rétegének nedvességtartalmát. Nappal pedig a magasabb hőmérsékletű felszín irányából az alacsonyabb hőmérsékletű, mélyebb rétegek felé mozog a pára. Parlange et al. (1998) vizsgálta a felszín napi hőmérsékleti menetének hatását a talajlevegő jellemzőire, és megállapította, hogy a talajlevegő hőmérsékletének változása hatással van a talajban található vízgőz szállítására.

A talaj felszínéről történő párolgás, azaz az evaporáció a talaj és légkör közötti nedvesség- és hőcsere folyamatok egyik eleme. A talaj felszínén lévő vegetáció párolgása a

transzspiráció. A két folyamat egyidejű lejátszódása esetén evapotranszspirációról beszélünk. A talaj felszínéről elpárolgó vízgőz a talaj nedvességtartalmát és hőmérsékletét is csökkenti. An et al. (2018) a talaj párolgását befolyásoló tényezőket két csoportra osztotta: (i) külső feltételek, idetartoznak a légköri jellemzők, (ii) belső feltételek, amelyek a talaj tulajdonságait foglalják magukban. A talaj felszínéről történő párolgás kialakulását két tényezővel magyarázhatjuk, egyrészt a talaj és a légkör közötti nedvességtartalom különbsége és egyéb légköri jellemzők (pl.: szél) indukálhat párolgást, másrészt a talaj jellemzői (pl. hőmérséklet, nedvesség) is meghatározhatják a párolgás intenzitását. Előbbi esetében a talaj és a légkör között kialakult vízgőz keverési arány gradiense határozza meg a vízgőztranszportot. Hide (1954) szerint a talajnedvesség párolgásának sebességét a párologtató réteg és a turbulens légkör közti vízgőznyomás különbség, illetve a kettő között, a felszínhez közel elhelyezkedő légköri réteg gőzáramlásra gyakorolt hatása befolyásolja. A talaj felszínéről történő párolgás intenzitását a talaj hőmérséklete mellett a talajban kialakuló kapilláris vízvezetés is befolyásolja. További fontos, párolgást befolyásoló meteorológiai tényező a rövid- és hosszuhullámú sugárzás felszíni egyenlege és a szélsébség. A párolgás során a levegő vízgőz tartalma fokozatosan növekszik, majd a folyamat lelassul és le is állhat. A párolgás hatékonyságát növelheti a szél által generált turbulens áramlás, amelynek hatására a felszín közeli, telített levegő a magasabban elhelyezkedő száraz levegővel keveredik.

Stefanovits és munkatársai (1999) szerint a vízzel átáztatott talajszelvény felszínéről történő párolgás három fázisra osztható. Az első fázisban a párolgás mértéke elsősorban a meteorológiai körülményektől függ és sebessége állandó. Ez az ún. időjárás által kontrollált szakasz, melyben az evaporáció mértéke a potenciális evaporációval megegyező. A második szakaszban a párolgás sebessége csökken, az elpárolgó víz mennyisége attól függ, hogy a száradó talaj milyen mértékben képes pótolni vízvesztését a párolgási zónában. Ebben a talajprofil által szabályozott szakaszban a párolgás sebessége fokozatosan csökken és sokkal tovább tarthat, mint az első, időjárás által kontrollált szakasz. A harmadik fázisban a párolgás sebessége alacsony és megközelítőleg konstans sebességű. Ugyanis amennyiben a talaj felső rétege kiszárad, akkor a folyékony halmazállapotú talajnedvesség szállítása megszűnik, helyette a jóval lassabb vízgőz transzportot eredményező diffúzió játszódik le. Philip (1957) szerint a párolgás harmadik fázisában a párolgást döntően a talajban lejátszódó hőáram határozza meg. Idso et al. (1974) Phoenix, Arizona területén végzett terepi megfigyelések alapján a párolgás harmadik fázisának kezdetét a talajnedvesség meghatározott értékéhez köti. Míg Philip (1957) és Idso et al. (1974) kutatási eredményei alapján a párolgásnak három szakaszát megkülönbözteti, addig Bavel és Hillel (1976) a talaj párolgásának modellezésére

kidolgozott numerikus módszer eredményei alapján csak a potenciális és a csökkenő sebességű párolgási szakaszt azonosította, a harmadik, állandó sebességű szakaszt nem.

### 2.3.2. A talaj hőmérséklete és hővezetés a talajban

A talaj hőmérséklete, vertikális profilja jelentősen befolyásolja a talajban zajló fizikai folyamatokat. A folyékony és gáz halmazállapotú komponensek mozgása, az anyag – és energiaáramlások, illetve a párolgás is függ a talaj hőmérsékletétől. A talaj nedvességtartalma a talaj hőmérsékletének változásában is fontos szerepet játszik, ugyanis a talajban a nedvességtartalom és a hőenergia mozgása összefügg. A talaj hőmérsékletének változását a talaj mélyebb rétegei felől érkező hőfluxus, továbbá a légkör és a talaj felszíne között zajló kölcsönhatások határozzák meg, ezek a szenzibilis hőfluxus, a rövid- és hosszuhullámú sugárzás és a víz halmazállapot változása. A talaj nedvességtartalma, porozitása és szervesanyag tartalma jelentősen befolyásolja a talajban lejátszódó hő transzportot.

A talajfelszín hőenergia bevitelre a rövid- és hosszuhullámú sugárzásból, a Föld mélyebb rétegeiből a felszín irányába történő hőtranszportból, a szerves anyagok bomlásából, továbbá a légkör és a felszín közötti szenzibilis- és látens hőtranszportból tesz szert. A talajfelszín hőleadása döntően kisugárzás és párolgás útján történik. A talajfelszín hőmérséklete folytonosan változik a meteorológiai tényezők és egyéb környezeti hatások következtében. Ezért a talajfelszín hőmérsékletének változásában éven belüli, illetve napi ciklus is felfedezhető. A talajban a hőmérsékletingadozás amplitúdója a talaj mélyebb rétegei felé haladva egyre csökken, valamint a hőmérsékletváltozás időbeli lefutása a mélységgel változik. Magyarországon a talajban a fagyhatár kb. 1 m mélységben található, ami azt jelenti, hogy ennél mélyebb talajrétegekben a légköri hatások miatt már nem változik jelentősen a talaj hőmérséklete (természetesen ez függ a textúrától, a nedvesség- és szervesanyagtartalomtól is). A talaj felső rétegének hőmérsékletnövekedését elsősorban a Napból érkező rövidhullámú elektromágneses sugárzás, az úgynevezett direkt sugárzás, a légkör felől érkező hosszuhullámú sugárzás, valamint a légköri komponenseken történő szóródás által létrehozott szórt sugárzás elnyelése és hővé történő átalakulása határozza meg. A talajfelszín a beérkező rövidhullámú sugárzásnak 50 – 80%-át nyeli el. A rövidhullámú sugárzás visszaverődésének jellemzésére az albedót szokás használni. A talajfelszín által elnyelt, illetve visszavert sugárzás mértéke függ a talaj színétől, érdességétől és nedvességtartalmától. A magasabb nedvességtartalmú, emiatt rendszerint sötétebb, illetve érdesebb felszín több hőt képes elnyelni, mint a világosabb és simább felületű talaj. A

talajfelszínen a legnagyobb az időbeli hőingás, ugyanis a párolgás, valamint a be- és a kisugárzás döntően ennek a rétegnek a hőmérsékletét határozza meg. A talaj felszínén zajló folyamatok hatása a talaj mélyebb rétegeiben a talaj hőtani jellemzőitől, valamint a hő transzportot meghatározó folyamatoktól függ.

A talaj szilárd fázisát alkotó komponensek térfogategységre vetített fajlagos hőkapacitása ( $\text{Jm}^{-3}\text{°C}^{-1}$ ) kevéssé függ az anyagi minőségtől (kvarc és agyagásványok:  $2,12 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{°C}^{-1}$ ; szerves anyag:  $2,53 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{°C}^{-1}$ ). A víz hőkapacitása ( $4,18 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{°C}^{-1}$ ) lényegesen nagyobb, a levegőé ( $0,0013 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{°C}^{-1}$ ) nagyságrendekkel kisebb, mint a szilárd fázist alkotó komponensekké. Ezért a talajok hőkapacitását elsősorban a talajban található víz mennyisége, valamint a víz és a levegő aránya határozza meg. A talaj hőkapacitása annál nagyobb, minél magasabb a nedvességtartama és minél tömörebb. A nagy hőkapacitással rendelkező talajok felmelegedése és lehűlése is kisebb sebességgel történik, mint az alacsony hőkapacitású talajoké. Ezért a hőingadozásuk is mérsékeltebb. A különböző hőkapacitású rétegek találkozási felületén jelentős mennyiségű vízgőz kondenzálódhat, pl. a felszínen nagymértékű sugárzási hűlést követően.

A talaj felszínén a hőmérsékletváltozást döntően a sugárzási és hőáramlási (konvekció) folyamatok határozzák meg. A talaj mélyebb rétegeiben a hőmérsékletváltozás a hővezetési (kondukción) folyamatok következménye. A hőmérséklet transzportja a talaj szilárd alkotóelemei között hővezetéssel, a folyékony halmazállapotú közegben általában hőáramlással, részben hővezetéssel, valamint a gázfázisban döntően hőáramlással történik.

Hőáramlás során a folyadékban vagy gázban lejátszódó áramlás csökkenti az áramlást generáló hőmérséklet különbséget. A talajban a hőáramlást általában a nagy fajlagos hőkapacitású, mozgó víz generálja. A víz halmazállapotának változása a felszabaduló látns hő miatt szintén fontos tényező.

A hővezetés a talaj hővezető képességétől függ, amelynek jellemzésére a hővezetési tényezőt ( $\lambda$ ) használjuk (az a hőmennyiség, mely a talaj egységnyi keresztmetszetű felületén egységnyi hőmérséklet-gradiens hatására időegység alatt áthalad, mértékegysége  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ). A talajban lejátszódó hővezetés alatt az adott keresztmetszeten időegység alatt átáramlott hőmennyiséget értjük. A talajban lejátszódó hő transzportot a Chung és Horton (1987) által javasolt hővezetési tényezővel is kiszámolhatjuk (19. egyenlet):

$$\lambda(\theta) = b_1 + b_2 \theta + b_3 \theta^{0,5}, \quad 19.$$

ahol  $b_1$ ,  $b_2$  és  $b_3$  empirikus paraméterek, melyek a talajtextúra függvényében határozhatóak meg.

A  $q_h$  hőáramlást a következő összefüggéssel határozzuk meg (Fourier-törvény, 20. egyenlet):

$$q_h = -\lambda \left( \frac{\Delta T}{\Delta z} \right), \quad 20.$$

ahol  $\lambda$  a hővezetési tényező,  $\Delta T \Delta z^{-1}$  a hőmérsékleti gradiens ( $\text{Km}^{-1}$ ). A vertikális hőmérsékleti gradiens pozitív abban az esetben, amikor a hőmérséklet csökken és negatív, ha a hőmérséklet növekszik a mélységgel a talajban. Legnagyobb hővezető képessége a kvarcnak és az agyagásványoknak van, a víz és a szerves anyagok hővezető képessége kisebb, legkisebb a levegőé. Ez azt jelenti, hogy annál nagyobb a talaj hővezető képessége, minél nagyobb a térfogattömege és nedvességtartalma. A hővezetés mértéke attól függ, hogy a talajban milyen arányban vannak jelen a jó és rossz hővezető képességű alkotóelemek (szilárd fázis és víz térfogat aránya a levegőhöz képest). A víz magas fajlagos hőkapacitása miatt a nedvességtartalom növekedése egy határérték elérése után fékezi a talaj felmelegedését.

### 2.3.3. A talaj nedvességtartalmának és hőmérsékletének a ködképződésre gyakorolt hatása

A talaj felszínének hőmérséklete és párolgása jelentősen befolyásolja a légköri folyamatokat, ugyanakkor a légkörben lejátszódó folyamatok is hatással vannak a talajban zajló folyamatokra.

Entekhabi et al., (1996) szerint a talajfelszín nedvességtartalma befolyásolja a levegő sugárzás okozta hűlését, valamint a látens hő fluxus okozta melegedését a felszín és a légkör közötti vízgőztranszporton keresztül. Például a talajról elpárolgó víz növeli a felszín közeli légkör vízgőztartalmát és hőmérsékletét, de csökkenti a felszín hőmérsékletét. Továbbá a talajnedvesség az evapotranszpiráció szabályozásán keresztül befolyásolja a levegő nedvességtartalmát.

Liu és munkatársai (2011) igazolták, hogy a talajban lezajló hővezetés és nedvesség fluxus fontos szerepet játszanak a felszín közeli levegő relatív páratartalmának szabályozásában. Egy ködeseményt elemezve kimutatták, hogy a talajfelszín sugárzás okozta hűlése a talaj mélyebb rétegéből a felszín irányába mutató hővezetést generál. Megfigyelték, hogy a hőtranszport mellett vízgőztranszport is kialakul a talaj mélyebb rétegei felől a felszín irányába, amely a felszín nedvességtartalmának növekedését eredményezi, biztosítva a talaj felszínéről történő párolgáshoz szükséges vízmennyiséget.

Éjszaka a talajfelszín által kibocsátott hosszuhullámú sugárzás hűtő hatása miatt a talaj felső rétegében a felszín felől a talaj mélyebb rétegei felé negatív hőmérsékleti gradiens alakul

ki. Ennek a ködképződésre gyakorolt szerepét Mason (1982) és Duynkerke (1991) is vizsgálta. Kimutatták, hogy a talaj felső néhány cm-es rétegében kialakuló hőmérsékleti gradiens hőtranszportot indukál, amely a talaj mélyebb rétegeiből a felszín irányába mutat. A felszín sugárzás okozta hűlése miatt a felszín közeli levegő hőmérséklete csökken, és amennyiben a hűlés során a levegő hőmérséklete eléri a harmatpont hőmérsékletet a levegő nedvességtartalma harmat (ha a hőmérséklet fagypont alatt van, akkor dér) formájában a talajon és vegetáción kicsapódik (Mason, 1982 és Duynkerke, 1991). Mason (1982) és Duynkerke (1991) igazolták, hogy a turbulens áramlás okozta szenzibilis hőtranszport a felszín közelében nem okoz jelentős hőmérsékletnövekedést, mert a turbulens keveredés szerepe elhanyagolható a stabilis légrétegben. Mérési eredmények alapján úgy becsülték, hogy ködképződés idején a felszín – sugárzás okozta – hűlési sebessége  $2 \text{ Kh}^{-1}$  (Duynkerke, 1991), illetve  $1 \text{ Kh}^{-1}$  (Mason, 1982) körül változik.

A felszín termikus tulajdonságai befolyásolják a köd kialakulásának idejét (Brown és Roach, 1976). Maronga és Bosfeld (2017) numerikus érzékenységi vizsgálatok végezve megállapította, hogy a felszínközeli talaj hőmérséklete és nedvességtartalma befolyásolják a köd kialakulásának és feloszlásának időpontját. Smith et al., (2021) numerikus modellszámításokkal érzékenységi tesztet végzett, és kimutatta, hogy a ködképződés ideje érzékeny a talaj hővezetési képességének parametrizációjára, különböző parametrizációs sémákat használva az eltérés akár 5 óra is lehet.

Mérési adatokat elemezve Pinheiro et al., (2001) erős korrelációt talált a talajfelszín közelében lévő talaj nedvességtartalma és a talaj hőmérséklete között. Adhikari és Wang (2020) a talajnedvesség ködképződésre gyakorolt hatását vizsgálta a Namíb-sivatag területén. Mérési adatok alapján megállapították, hogy a talaj nedvességtartalmának növekedése összhangban van a levegő és a felszín közeli talaj hőmérsékletének növekedésével, ami a szerzők szerint arra utal, hogy a talaj nedvességtartalmának növekedése a talaj mélyebb rétegeiből származó vízgőz mozgásával magyarázható. A HYDRUS-1D numerikus modell segítségével bebizonyították, hogy a talaj mélyebb rétegeiből származó nedvesség diffúzió hozzájárul a ködképződéshez. A talaj ködképződésre gyakorolt hatása mellett érdemes megvizsgálni a ködnek a talajnedvességre és talaj hőmérsékletre gyakorolt hatását is. Egyrészt a ködöt alkotó vízcseppecskék talajfelszínre történő kiülepedése növeli a felszín nedvességtartalmát, másrészt a vízcseppecskék csökkentik a bejövő szoláris sugárzás intenzitását, mellyel a talaj hőmérsékletét befolyásolják. Li et al., (2018) a köd talajnedvességre gyakorolt hatását tanulmányozta a Namíb-sivatag területén csapadékmentes periódusban. A mérési adatok a sivatag területén három helyszínről származnak, 3 és 4 cm-es

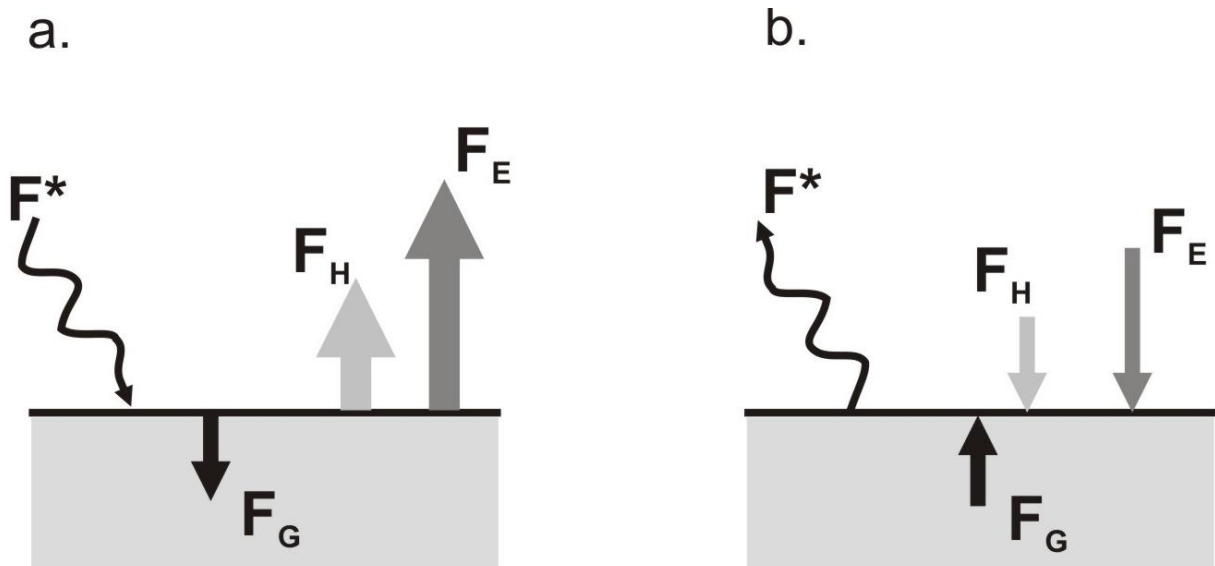
mélységből. A megfigyelési adatok szerint a köd az egyik megfigyelési helyszínen növelte a talaj nedvességtartalmát, míg a másik két helyszínen nem okozott szignifikáns változást a talajnedvességben.

A talaj tulajdonságainak a ködképződésre gyakorolt hatását távérzékelési technológia segítségével is vizsgálták. Arun et al., (2021) az Indo-Gangeszi-síkság területéről származó műhold felvételek elemzése alapján megállapította, hogy a vizsgált területen a ködképződés előtt csökken a felszín hőmérséklete és nő a talaj nedvességtartalma.

#### 2.4. Ahol a köd kialakul: a légkör alsó rétege és a talaj közti kölcsönhatások

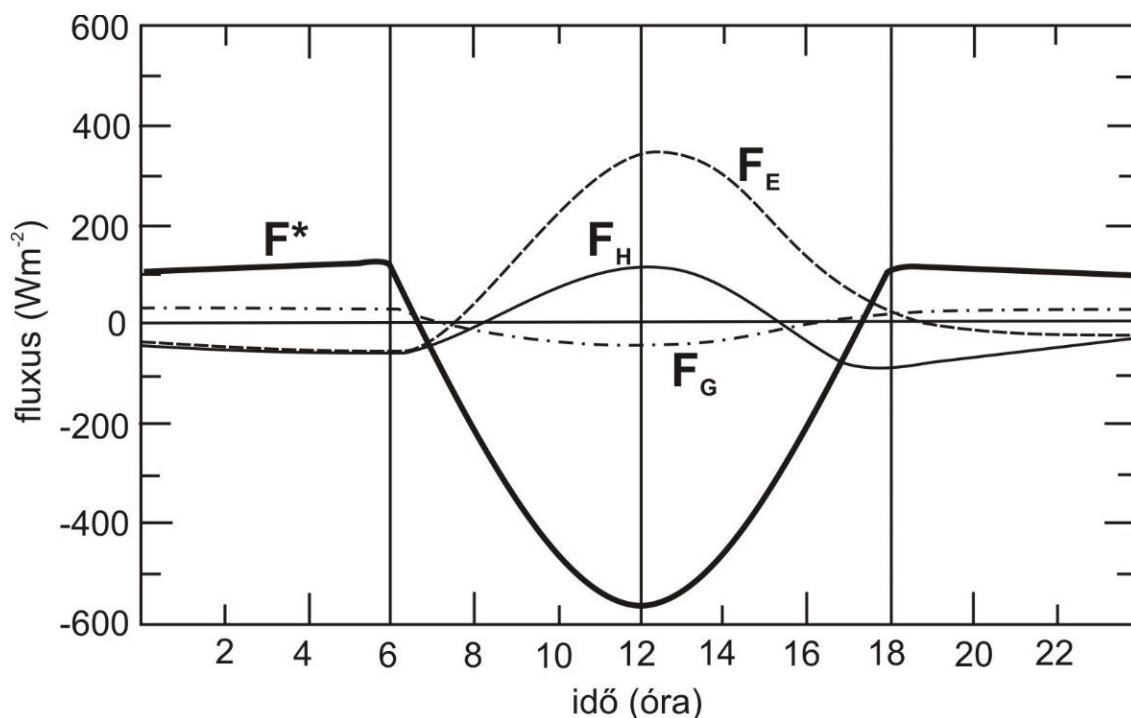
A talaj és a légköri határreteg közötti kölcsönhatások nagymértékben befolyásolják a határretegben lezajló meteorológiai folyamatokat. A felszín közeli légréteg hőmérsékletét a Napból érkező rövidhullámú sugárzás, továbbá a talajból kiinduló és a légköri üvegházgázok által kibocsátott hosszuhullámú sugárzás előjeles összege (a nettó hosszuhullámú sugárzás), a szenzibilis és látens hőfluxus, valamint a talaj mélyebb rétege felé, vagy az onnan érkező szenzibilis hőfluxus határozza meg. A 2.3. ábrán egy növényzettel borított felszín nappali és éjszakai időszakokra jellemző energiamérlegének komponensei láthatóak. Nappal a felszín által elnyelt rövidhullámú sugárzás intenzitása meghaladja a felszín által kibocsátott hosszuhullámú sugárzás intenzitását, ezért a felszín sugárzási energiamérlege pozitív lesz, ami a felszín hőmérsékletének növekedését eredményezi. A melegebb felszín felől a légkör irányába mutató szenzibilis hőfluxus alakul ki. A növekvő hőmérséklet hatására, nappal a növényzet és a felszín párolgása is megindul (látens hőfluxus), valamint a magasabb hőmérsékletű felszín irányából a talaj mélyebb, alacsonyabb hőmérsékletű rétegei felé hőtranszport alakul ki. Ezek a folyamatok részben vagy teljesen kompenzálhatják a nettó sugárzás (rövidhullámú sugárzás, valamint lefele és felfele irányuló hosszuhullámú sugárzás összege) hatását. Éjszaka a Napból érkező rövidhullámú sugárzás megszűnik, a talaj hosszuhullámú kisugárzása csökkenti a felszín hőmérsékletét, mivel a légköri üvegházhatású gázok által kibocsátott, a felszín irányába mutató hosszuhullámú sugárzás csak részben kompenzálja a kisugárzást. Éjszaka a szenzibilis hőfluxus iránya megfordul, mivel a légkör hőmérséklete lassabban csökken, mint a felszín hőmérséklete, így egy idő után a légkör hőmérséklete magasabb lesz. Ha a légköri nedvességtartalom magas, akkor a levegő hőmérsékleténél alacsonyabb hőmérsékletű felszínen kondenzálódik a légköri vízgőz, a felszabaduló látens hő kompenzálja a kisugárzás okozta hűlést.





2.3. ábra. A felszín energiámérlege nappal (a.) és éjszaka (b.) növényzettel borított felszínen (Geresdi I., 2015.).  $F^*$ ,  $F_H$ ,  $F_E$  és  $F_G$  jelentése sorrendben: nettó sugárzás egyenleg (lefele irányuló rövidhullámú sugárzás, valamint lefele és felfele irányuló hosszuhullámú sugárzás összege), szenzibilis-hő, látens-hő és talaj hővezetése következtében fellépő hőtranszport.

A felszín energiámérlegét meghatározó folyamatok tipikus napi menetét mutatja be a 2.4. ábra. Az ábrán látható fluxusok előjele negatív, amennyiben lefelé irányulnak és pozitív, amennyiben felfelé irányulnak. A sugárzási egyenleg a reggeli és a kora esti órákban, valamint a nappali órákban vált előjelet. A nettó sugárzási egyenleg előjele a Nap horizonton történő mozgásával összhangban változik. A lefele irányuló nettó sugárzás maximuma 12 óra körül figyelhető meg, majd napnyugtát követően a hosszuhullámú kisugárzás lesz a meghatározó, és a nettó sugárzás előjele a hajnali órákig pozitív lesz. A látens- és szenzibilis hőfluxusok iránya a nettó sugárzási egyenleg irányával ellentétesen változik, ugyanis napnyugtától napkeltéig lefelé, a légkörből a felszín felé irányulnak, majd nappal felfelé, a felszín irányából a légkör felé irányulnak. A látens hőfluxus nagysága akár háromszorosa is lehet a szenzibilis hőfluxus értékének. A talaj hőtranszportjának iránya a sugárzási egyenleg fluxusának irányával összhangban változik, nappal lefelé, éjszaka felfelé irányul, nagysága azonban jelentősen kisebb.



2.4. ábra. A felszín energiamérlegét meghatározó hőfluxusok napi menete (Geresdi I., 2015.).  $F^*$ ,  $F_H$ ,  $F_E$  és  $F_G$  jelentése sorrendben: a nettó sugárzás egyenleg, szenibilis-hőfluxus, látens-hőfluxus és talaj hővezetése következtében fellépő hőtranszport.

### 3. Célkitűzések

A köd kialakulását, fejlődését és megszűnését döntően a felszín és a légkör közötti kölcsönhatás határozza meg. Ezen kölcsönhatások közül az egyik legfontosabb a vertikális irányú vízgőz transzport, amely jelentős hatással van arra, hogy hogyan változik a relatív páratartalom a légkör felszín közeli tartományában. Kutatásaimban két célt tűztem ki, amelyek szorosan kapcsolódnak a ködképződés szempontjából fontos relatív páratartalomhoz: (i) klimatológiai vizsgálatok során azt tanulmányoztam, hogy változott-e szignifikánsan a relatív páratartalom Magyarországon az elmúlt évtizedekben; (ii) numerikus modell segítségével vizsgáltam, hogy hogyan függ talaj párolgása a talaj és a légkör jellemzőitől.

### 4. Kutatási adatok, módszerek és eredmények

A kutatáshoz szükséges meteorológiai és klimatológiai adatsorokat a HungaroMet Magyar Meteorológiai Szolgáltató Nonprofit Zrt. elődje, az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) bocsátotta rendelkezésemre. A talajtani vizsgálathoz szükséges talajnedvesség adatokat a Pécs-Pogány Airport (7666 Pogány, Repülőtér 08/9 HRSZ.) meteorológiai műszerkertjének talajában horizontálisan elhelyezett Teros 12 típusú, a Pécsi

Tudományegyetem tulajdonában lévő érzékelő szenzorok (Meter Group Inc., Pullman, WA, Egyesült Államok) segítségével mértük, a talajhőmérséklet és a légköri adatokat pedig az Országos Meteorológiai Szolgálat Meteorológiai Adattár c. adatbázisából gyűjtöttem ki.

## **4.I. Klimatológiai vizsgálat**

### 4.I.1. Adatok és módszerek a klimatológiai kutatásokhoz

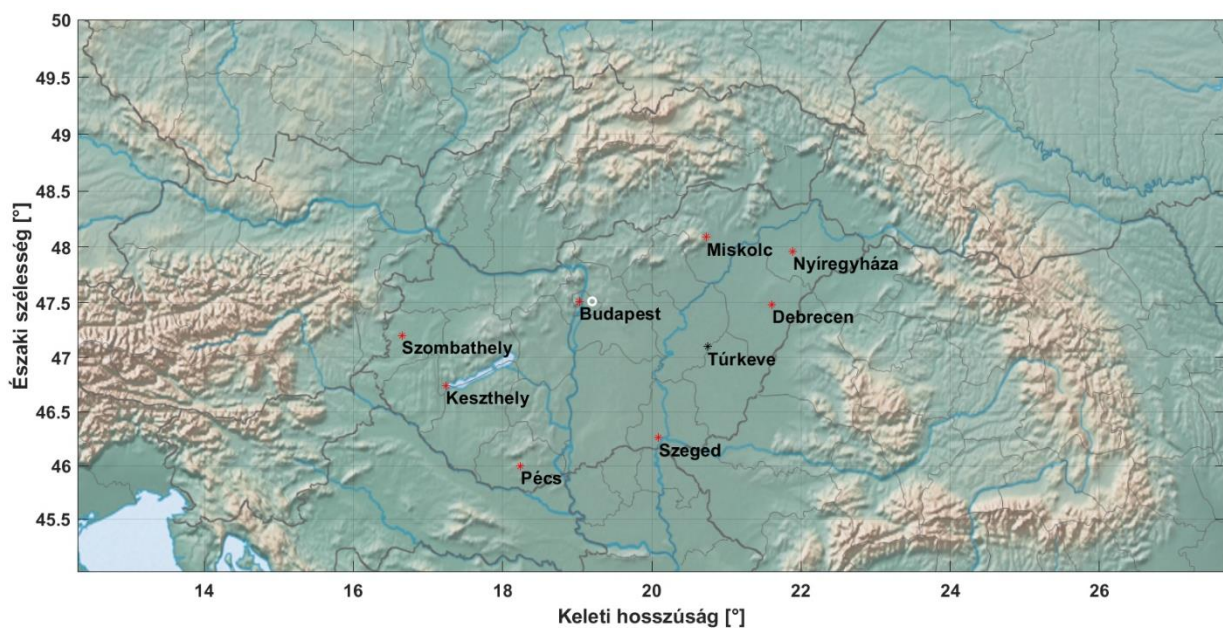
#### 4.I.1.a. Hosszú távú változás vizsgálatához

Kutatási munkámat a magyarországi ködklimatológiai adatsorok vizsgálatával kezdtem. Nyolc meteorológiai állomásra vizsgáltam meg a horizontális látástávolság időtartamának változását. A ködklimatológiai kutatásokhoz kapcsolódóan vizsgáltam a ködképződést befolyásoló légköri állapotjelzők (hőmérséklet, relatív páratartalom) változását egy 60 év hosszúságú, 1961-től 2020-ig terjedő időszakra. Ennek a kutatásnak a keretében a relatív páratartalom és a hőmérséklet hosszú távú változását, valamint a hőmérsékletváltozásnak a relatív páratartalom változásában játszott szerepét vizsgáltam.

A ködklimatológiai kutatáshoz szükséges adatokat a következő meteorológiai állomásokon végzett megfigyelések biztosították: Szombathely, Siófok, Pécs, Budapest, Szeged, Miskolc, Debrecen és Békéscsaba. Az állomások kiválasztását a rendelkezésre álló adatsor hossza határozta meg, ugyanis csak ezekre az állomásokra volt elérhető látástávolsággal kapcsolatos adatsor a 1956 – 2017 közötti időszakra. A látástávolsággal kapcsolatos megfigyelések háromórás gyakorisággal történtek a vizsgált időszakban. A kapott „nyers” megfigyelési adatokat többlépcsős, előfeldolgozási folyamatnak vetettük alá: (i) Meyer és Lala (1990) vizsgálatához hasonlóan nem ködös napokat, hanem ködös eseményeket definiáltunk, és ezekre vonatkozóan végeztük a vizsgálatot. Ezzel a módszerrel elkerülhető egy ködös esemény többszöri figyelembevétele. (ii) Az állomásokon megfigyelt látástávolság adatokat a Bevezetésben már említett 3 csoportba soroltuk, ezek párásság, köd és sűrű köd. A kategorizálást megelőzően az eseményeket egymástól különválasztottuk, és ezzel elkerültük az események egymásba ágyazódását. Ugyanis az adatsorokban az események rögzítése megszakítás nélkül történt és lezárásuk csak az esemény megszűnésekor történt meg. Például amikor a párásság ködre változik, majd ebből sűrű köd alakul ki, az adatsorban a párásság és a köd időtartama folyamatosan növekedett a sűrű köd időszaka alatt

is. (iii) A 240 óránál hosszabb eseményeket nem vettük figyelembe, mert feltételeztük, hogy a 10 napnál hosszabb események észlelői hiba következményei lehetnek.

A relatív páratartalom és a hőmérséklet hosszú távú változását az alábbi adatbázisok elemzésével vizsgáltam: (i) A 4.1. ábrán látható állomásokon, az 1961 és 2020 között detektált hőmérsékleti és relatív páratartalom nyers adatok. (ii) A nyers adatokból származtatott, állomásokra homogenizált adatsor (Szentimrey (1999)). (iii) A relatív páratartalomnak a légköri határrétegben megfigyelt változásának elemzéshez egy rövidebb, hozzávetőlegesen egy évtizedre vonatkozó (2007 – 2018) rádiószonda méréseket tartalmazó adatbázis.



4.1. ábra. Meteorológiai állomások, amelyekre a relatív páratartalom és hőmérséklet klimatológiai kutatását végeztem. A piros markerrel jelzett állomásokra mind a homogenizált, mind a nyers adatsorok rendelkezésre állnak, Túrkeve esetében (fekete marker) csak homogenizált adatsor áll rendelkezésre. A fehér kör (Budapest) a rádiószonda mérés helyét jelöli. (saját szerk.)

Az ún. „nyers”, azaz nem homogenizált adatsorok az OMSZ mérőhálózatának állomási méréseiből származó hivatalos adatok. Az adatsorokban az állomásokon mért szélsőséges adatok nem kerültek eltávolításra, ugyanakkor elsődleges adatellenőrzésen átesetek, azonban a mérési körülmények megváltozása következtében kialakuló szisztematikus eltérések nem kerültek kiszűrésre az adatsorokból.

Az éghajlati vizsgálatok során elengedhetetlen a jó minőségű és megbízható adatok használata. A homogenizált adatsorok jelentősége abban áll, hogy az adatok minőségi ellenőrzésen mennek keresztül, továbbá kiküszöbölésre kerülnek azok a hatások, amelyek a

mérési eljárások, vagy az állomások környezetének megváltozása miatt befolyásolhatják a megfigyelt értékeket. A mérési adatsorok ugyanis gyakran hibákkal terheltek többek között adathiányok, mérési hibák miatt, vagy a mérési pontok áthelyezésének, környezetének megváltozása következtében, illetve a mérőeszközök változásából, cseréjéből kifolyólag, vagy a mérési időpont megváltozása miatt. Ezek a tényezők az éghajlati adatsorokban zavaró hatást kelthetnek és szisztematikus eltérések kialakulását eredményezhetik, amelyek mértéke összemérhető lehet az éghajlati adatbázisokban lévő tényleges változások mértékével. Ezért szükséges ezeknek a zavaró hatásoknak az éghajlati adatsorokból való eltávolítása. Az adatsorok minőségének javítására vonatkozó eljárást nevezzük éghajlati homogenizálásnak. Szentimrey (1999) által kidolgozott, matematikai statisztikai alapú homogenizálási módszernek köszönhetően az éghajlat változási vizsgálatokhoz térben és időben megfelelő minőségű és mennyiségű adat áll rendelkezésünkre. A homogenizálás folyamata a MASH (Multiple Analysis of Series for Homogenization), amelynek során adatpótlás, adatellenőrzés és homogenizálás történik.

A relatív páratartalom napi átlagértékének meghatározása többféle módszerrel történhet. Az eltérő módszerek egymástól eltérő eredményeket adhatnak a napi átlagértékekre vonatkozóan. Ahogyan fentebb említettem, az éghajlati adatsorokban rejlő szisztematikus eltérések mértéke összemérhető lehet az éghajlatváltozás hatásának nagyságával. Ezért az éghajlatváltozással kapcsolatos hosszú távú vizsgálatok során fontos, hogy olyan adatokkal végezzük az elemzést, amelyek pontosan jellemzik az adott időszak időjárását.

Mivel a relatív páratartalom hatása a felhőképződésre kulcsfontosságú, ezért fontos, hogy a hosszú távú éghajlatváltozással kapcsolatos vizsgálatok során megbízható adatsorral dolgozzunk. A légköri relatív páratartalom az abszolút vízgőz tartalom mellett a hőmérséklet függvényében változik. Ezért napi átlagértékének meghatározása körültekintést igényel. Az aritmetikai módszerrel előállított relatív páratartalom napi középérték ( $RH_1$ , 21. *egyenlet*) a napi mérési adatok átlagolásával kapott érték, feltételezve, hogy a napi átlagot napi négy mérés alapján határozzuk meg:

$$\overline{RH}_1 = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 RH_i, \quad 21.$$

ahol  $RH_i$  a megfigyelt relatív páratartalom 00, 06, 12 és 18 UTC-kor. Peixoto és Oort (1996) egy másik módszert javasolt a napi átlagos relatív páratartalom meghatározására. Eszerint a napi átlagos relatív páratartalom ( $RH_2$ , 22. *egyenlet*) meghatározható a napi átlagos vízgőz keverési arány (23. *egyenlet*) és a napi átlagos vízgőz telítési keverési arány ( $q_s$ ) egymáshoz

viszonyított arányában. A napi átlagos telítési keverési arányt a napi átlaghőmérséklet (24. egyenlet) és a napi átlagos nyomási érték (25. egyenlet) segítségével határoztam meg.

$$\overline{RH}_2 = \frac{\overline{q}}{q_s(\overline{T}, \overline{P})}, \quad 22.$$

ahol

$$\overline{q} = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 q_i(RH_i, T_i, P_i), \quad 23.$$

$$\overline{T} = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 T_i, \quad 24.$$

és

$$\overline{P} = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 P_i, \quad 25.$$

ahol  $q_i$  a légköri vízgőz keverési aránya 00, 06, 12 és 18 UTC-kor, melyet a  $T_i$  légköri hőmérséklet,  $RH_i$  légköri páratartalom és  $P_i$  légköri nyomás 00, 06, 12 és 18 UTC-kor megfigyelt értékei segítségével határozom meg. A számítások elvégzéséhez az 1956 – 2018 közötti időszakból származó nyers adatsorokat használtam. Mivel ebben a vizsgálatban nem a hosszú távú változás kimutatása volt a céloom, hanem a különböző számítási módszerek alapján meghatározott napi átlagos relatív páratartalom értékek összehasonlítása, ezért a nyers adatbázis használata nem vezet hibás következtetésre. A vizsgálatokat az 4.1. ábrán jelölt állomásokon végzett mérések adatait felhasználva végeztem (Szombathely, Keszthely, Pécs, Budapest, Szeged, Miskolc, Nyíregyháza, Debrecen). Az adatbázis 6 óránként megfigyelt hőmérséklet, nyomás, és relatív páratartalomra adatokat tartalmaz. Ezen adatokat felhasználva határoztam meg az RH-t mind a 21. mind a 22. egyenletet felhasználva. A számításokat évszakokra bontva végeztem el (téli évszakhoz a december, január és február hónapok tartoztak, a tavaszhoz a március, április és május, a nyárhoz a június, július és augusztus, az őszhöz a szeptember, október és november). A két átlagszámítási módszer során kapott napi átlagos relatív páratartalom értékek különbsége adja meg a RH napi átlagértékének bizonytalanságát ( $\Delta RH$ , 26. egyenlet).

$$\Delta RH = \overline{RH}_1 - \overline{RH}_2, \quad 26.$$

A 21., 22., és 26. egyenletekben szereplő számításokat az összes állomásra elvégeztem az adatsor teljes hosszára. A  $\Delta RH$  értékeket évszakosan csoportosítottam és hisztogram segítségével mutatom be az eltéréseket. Az empirikus valószínűségi sűrűségfüggvény készítéséhez a 27. egyenletet használtam.

$$v_i = \frac{c_i}{N} 100, \quad 27.$$

ahol  $v_i$  a hisztogram oszlopának magassága az  $i$ -k intervallumban,  $c_i$  az  $i$ -ik intervallumba tartozó esetek száma,  $N$  az összes adat számossága. A hisztogram ábrázolásakor az egyes intervallumok szélességét 1%-nak választottam.

A relatív páratartalom és a hőmérséklet hosszú távú változásának vizsgálatához a 1961 – 2020 közötti időszakra vonatkozó homogenizált adatbázist használtam. Az adatbázis tartalmazza: (i) a relatív páratartalom (a 21. *egyenlettel* megadott módon átlagolt) és a hőmérséklet napi átlagértékeit; (ii) a nappali és az éjszakai változások tanulmányozására a relatív páratartalom 00 UTC-kor és 12 UTC-kor mért értékeit használtam. Az adatbázis a 4.1. *ábrán* látható állomásokra állt rendelkezésemre: Szombathely, Keszthely, Pécs, Budapest, Szeged, Miskolc, Nyíregyháza, Debrecen és Túrkeve. Az eredményeket a korábban ismertetett évszakos besorolás szerint csoportosítottam. A hosszú távú klimatológiai változások vizsgálatához ki kell jelölni egy referencia időszakot, amelyhez képest a változásokat értelmezzük. A WMO (World Meteorological Organization) a „climatological standard normal”, az ún. éghajlati normál időszak fogalmát vezette be a referencia időszak megjelölésére (WMO, 2017). Az általam választott éghajlati normál időszak az 1961 és 1990 közötti időszak. Az adatfeldolgozás során a napi átlagértékekből előbb havi, majd évszakos RH és T átlagértékeket képeztem, így minden év minden hónapjára, illetve mind a négy évszakra egy-egy átlagos RH és T értéket kaptam. Az éghajlati normál megállapításához az 1961 és 1990 közötti időszakra vonatkozó évszakos adatokat átlagoltam. Ez az érték képezi a hosszú távú változások meghatározásához szükséges referencia értéket. A referencia értékek segítségével évszakos bontásban meghatároztam a relatív páratartalom és a hőmérséklet éghajlati normáltól való eltérését az 1961 – 2020 időszakra.

A változások szignifikáns voltát egymintás  $z$ -próbával határoztam meg. Az egymintás  $z$ -próba egy adott statisztikai sokaságra vonatkozóan azt mutatja meg, hogy a feltételezett átlag szignifikánsan eltér-e a megfigyelt adathalmaz átlagától. A  $z$ -próba során alkalmazott null-hipotézis szerint a becsült 60 éves változás nem tér el a referenciaként alkalmazott éghajlati normáltól. A  $z$ -próba során használt értékek: (i) éghajlati normál (megfigyelt adathalmaz átlaga: 1960 – 1990 közötti időszakra), (ii) az éghajlati normál és a 60 éves előrejelzett változás különbsége (feltételezett átlag), (iii) a referencia időszakra vonatkozó szórás. A  $z$ -próba eredménye a null-hipotézis teljesülési valószínűségét mutatja. Ha értéke kicsi, akkor a null hipotézist elvetjük és a hosszú idejű becsült változást szignifikánsnak

tekinthetjük. Jelen munkában a null-hipotézist 5%-os szignifikancia szint felett tekintjük elfogadottnak.

A légköri relatív páratartalomnak a nappali, illetve éjszakai órákban bekövetkező változása eltérő módon befolyásolhatja a köd- és felhőképződést. Mivel az RH éjszakai és nappali, hosszú távú változása nem feltétlen van összhangban a napi átlagérték változásának trendjével, megvizsgáltam a 00 és 12 UTC-kor megfigyelt adatok trendjét is.

A légköri relatív páratartalom változását számos légköri folyamat befolyásolja. Ezek a folyamatok módosíthatják a légkör vízgőztartalmát és hőmérsékletét is. A relatív páratartalom definícióját, valamint a Clausius – Clapeyron egyenletet felhasználva meghatározhatjuk, hogy a vízgőztartalom és a hőmérséklet változása hogyan befolyásolja az RH időbeli változását (28. egyenlet):

$$\frac{1}{RH} \frac{\Delta RH}{\Delta t} = \frac{1}{q_v} \frac{\Delta q_v}{\Delta t} - \frac{L_v}{R_v T^2} \frac{\Delta T}{\Delta t}, \quad 28.$$

ahol a  $\Delta RH$ ,  $\Delta q_v$  és  $\Delta T$  a relatív páratartalom, a keverési arány és a hőmérséklet évszakos értékének változása két egymást követő év között, tehát  $\Delta t$  értéke egy év. Az RH,  $q_v$  és T két egymást követő évben az azonos évszakokhoz tartozó relatív páratartalom, a keverési arány és a hőmérséklet átlagértéket jelöli, továbbá az  $L_v$  a párolgáshő és  $R_v$  a vízgőz gázállandója.

#### 4.1.1.b. A felszín közeli folyamatok vizsgálatához

A relatív páratartalom hosszú távú változásának becslését kiterjesztettem a légkör alsó, 100 m-es rétegére. Az elemzéshez a Budapest meteorológiai állomáson (4.1. ábra), 2007 és 2018 között végzett rádiószondás mérések adatait használtam fel. A vizsgálat során lineáris trend illesztésével becsültem meg a változásokat. Az időszak kiválasztásának okai a következők: (i) a rádiószonda adatokra nem áll rendelkezésre homogenizálási módszer; (ii) míg a rádiószonda típusa a korábbi évtizedekben gyakran változott, 2007 óta ugyanazt a rádiószonda típust (Vaisala AS41, Vaisala Oy, Vantaa, Finnország) használják. Így nem kellett számolni a mérőeszköz változtatása okozta potenciális hibával.

Az 50 és a 100 m-es magassági szintre vonatkozó relatív páratartalom adatokat a 00 és 12 UTC-s felszállások alkalmával mért hőmérséklet, harmatpont hőmérséklet és nyomás adatokból határoztam meg. A vertikális profil felszíni pontjához tartozó RH a Budapesten mért, ún. „nyers” adatokból származó relatív páratartalommal egyenlő. Munkahipotézisem szerint: amennyiben a 2007 – 2018 közötti időszakban a felszínen kimutatott változások szorosan korrelálnak az 50 és 100 m-es magasságon becsült változásokkal, akkor a felszíni



RH változásokra vonatkozó hosszú távú becslés eredményét kiterjeszthetem ezen magassági szintekre.

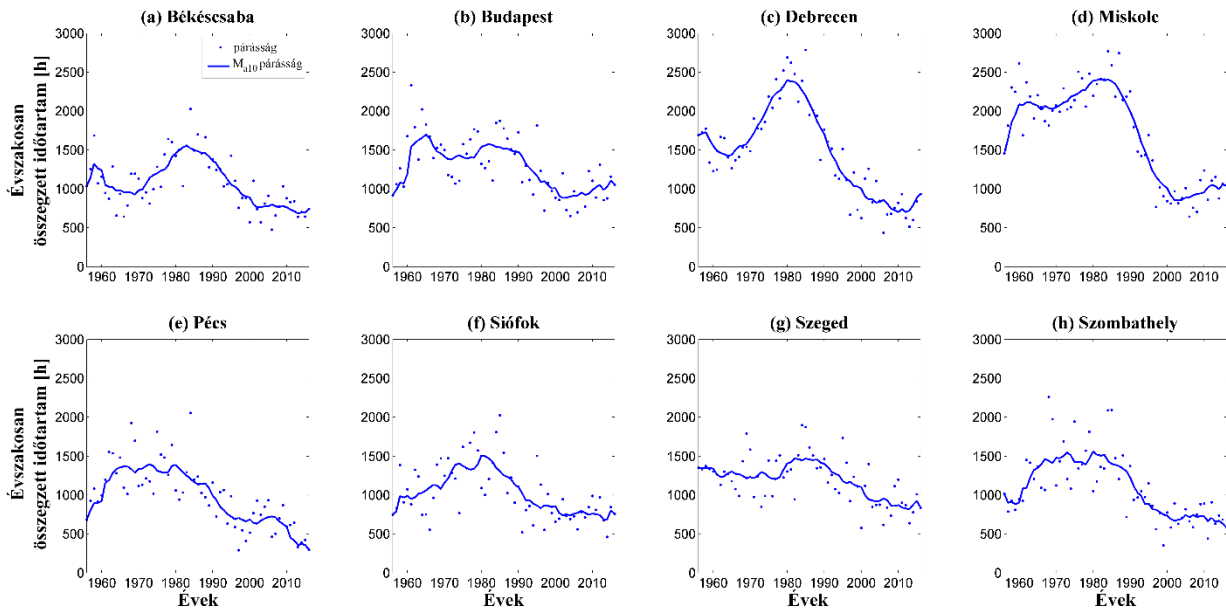
#### 4.1.2. Klimatológia

A kutatói munkám első szakaszában magyarországi meteorológiai állomások több évtizedes adatsorainak felhasználásával a ködös és párás időjárási helyzetek jellemzőit vizsgáltam. A kollégáimmal közösen végzett vizsgálat célja az volt, hogy kimutassuk, hogy a ködös események időtartama változott-e az elmúlt évtizedekben, illetve amennyiben változott, milyen tényezők okozhatták a változásokat.

##### 4.1.2.a. Ködklimatológiai vizsgálat Magyarország területére

Vizsgálatunk eredményeit részben már bemutattam a Bevezetőben. Kutatásunk egyik fő eredménye az volt, hogy a párassággal járó, valamint a ködös és sűrű ködös események időtartama csökkent az elmúlt 30 évben. A *4.2. ábra* a párassággal járó, a *4.3 ábra* a ködös, a *4.4 ábra* pedig a sűrű ködös időjárási helyzetetek októbertől márciusig terjedő időszakára összegzett időtartam adatait mutatja be a vizsgált állomásokra. Az 1980 – 1990 közötti években az évszakosan összegzett párasság időtartama az összes vizsgált állomáson elérte maximumát. Ez az érték általában 1000 – 2000 óra volt, kivéve Miskolc és Debrecen állomásokat, ahol 2500 órát is elérte a legmagasabb, októbertől márciusig terjedő időszakra összegzett időtartam. Az 1990-es évektől megfigyelhető csökkenés eredményeként a 2010-et követő években az évszakosan összegzett időtartam értéke kb. 500 és 1000 óra között alakult.

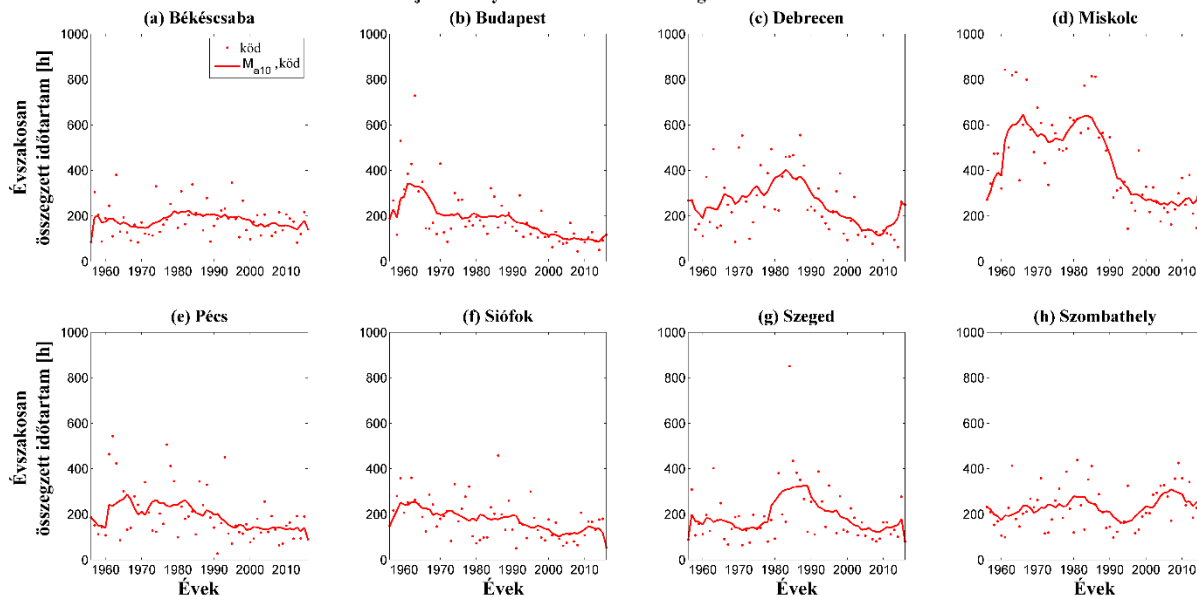
A párássággal járó időjárási helyzetek szezonálisan összesített időtartamának változása



4.2. ábra. A párássággal járó időjárási helyzetek időtartamának évszakos összegei a vizsgált meteorológiai állomásokon. A kék · szimbólum a párássággal járó időjárási helyzetek évszakosan összegzett időtartamát jelöli, a kék folytonos vonal az évszakos összegekre illesztett 10 éves mozgóátlagot jelöli. (OMSZ adatok alapján Sarkadi N. szerk.)

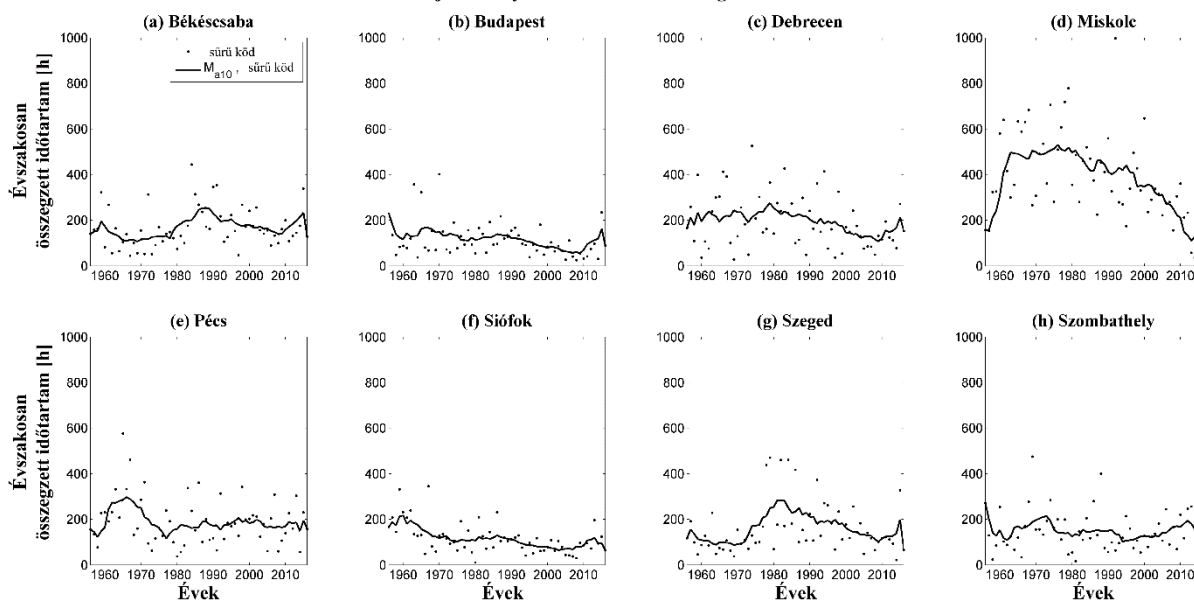
A ködös és sűrű köddel járó események évszakosan összegzett időtartamai a párássággal járó időjárási események időtartamához képest jóval kisebbek: (i) a ködös események évszakosan összegzett időtartamának maximuma 200 – 400 óra között, a sűrű ködös események maximuma 200 – 300 óra között változott a vizsgált állomásokon (kivéve Miskolc) 1980 – 1990-es években, (ii) Miskolc állomáson a ködös események maximuma 600 óra, a sűrű ködös események maximuma 500 óra volt szintén a rendszerváltás előtti évtizedben. A ködös és sűrű ködös események időtartama – a párássággal járó időjárási eseményekhez hasonlóan – csökkent az 1980 – 1990-es éveket követően, legnagyobb mértékben a már említett ÉK-i régió vizsgált állomásain, Miskolcon és Debrecenben. A 2000-es éveket követően a ködös és sűrű ködös események évszakosan összegzett időtartama átlagosan 150 – 300 órára és 100 – 200 órára csökkent a vizsgált állomásokon.

A ködös időjárási helyzetek szezonálisan összegzett időtartamának változása



4.3. ábra. A ködös időjárási helyzetek időtartamának évszakos összegei a vizsgált meteorológiai állomásokon. A piros · szimbólum a ködös időjárási helyzetek évszakosan összegzett időtartamát jelöli, a piros folytonos vonal az évszakos összegekre illesztett 10 éves mozgóátlagot jelöli. (OMSZ adatok alapján Sarkadi N. szerk.)

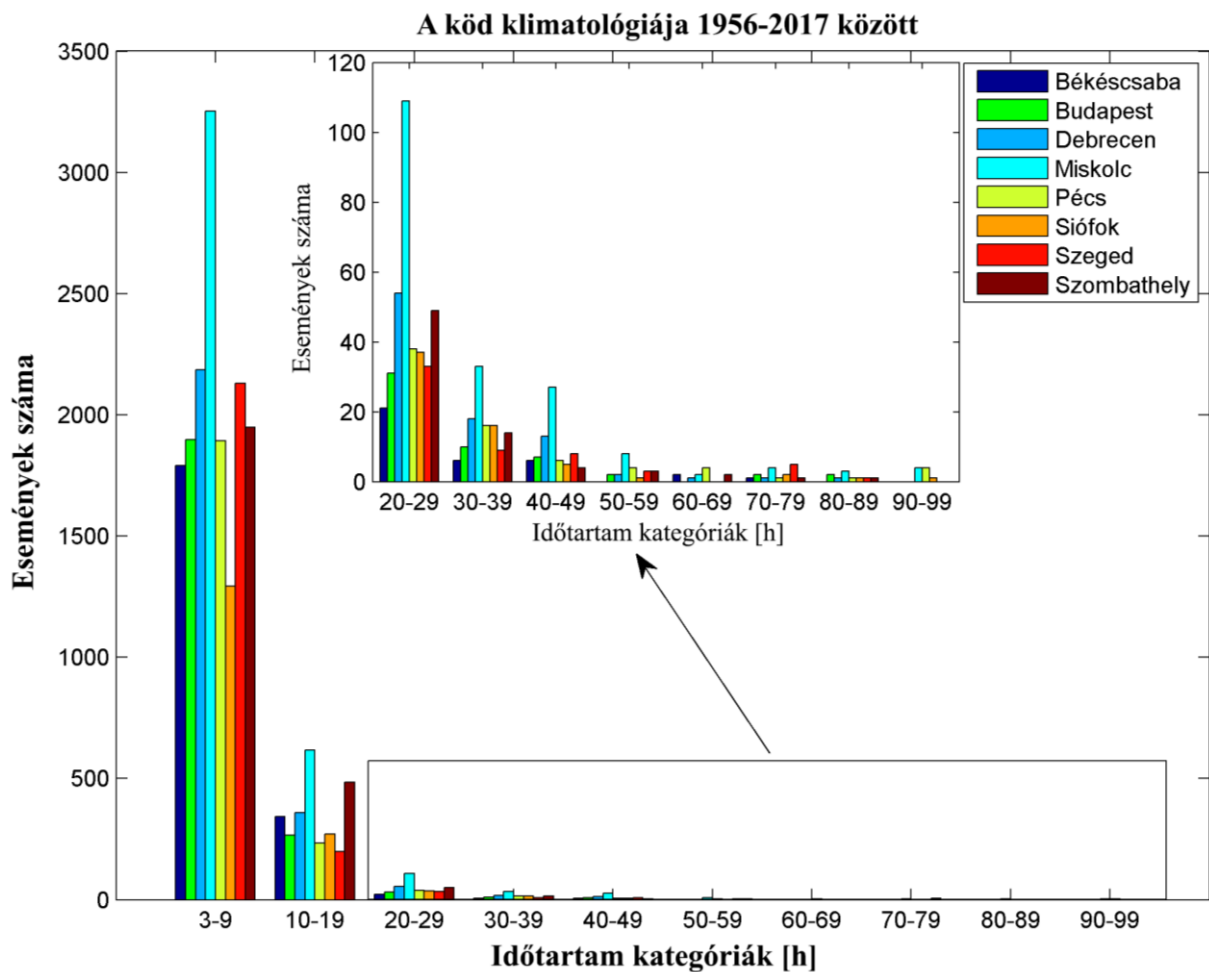
A sűrű ködös időjárási helyzetek szezonálisan összegzett időtartamának változása



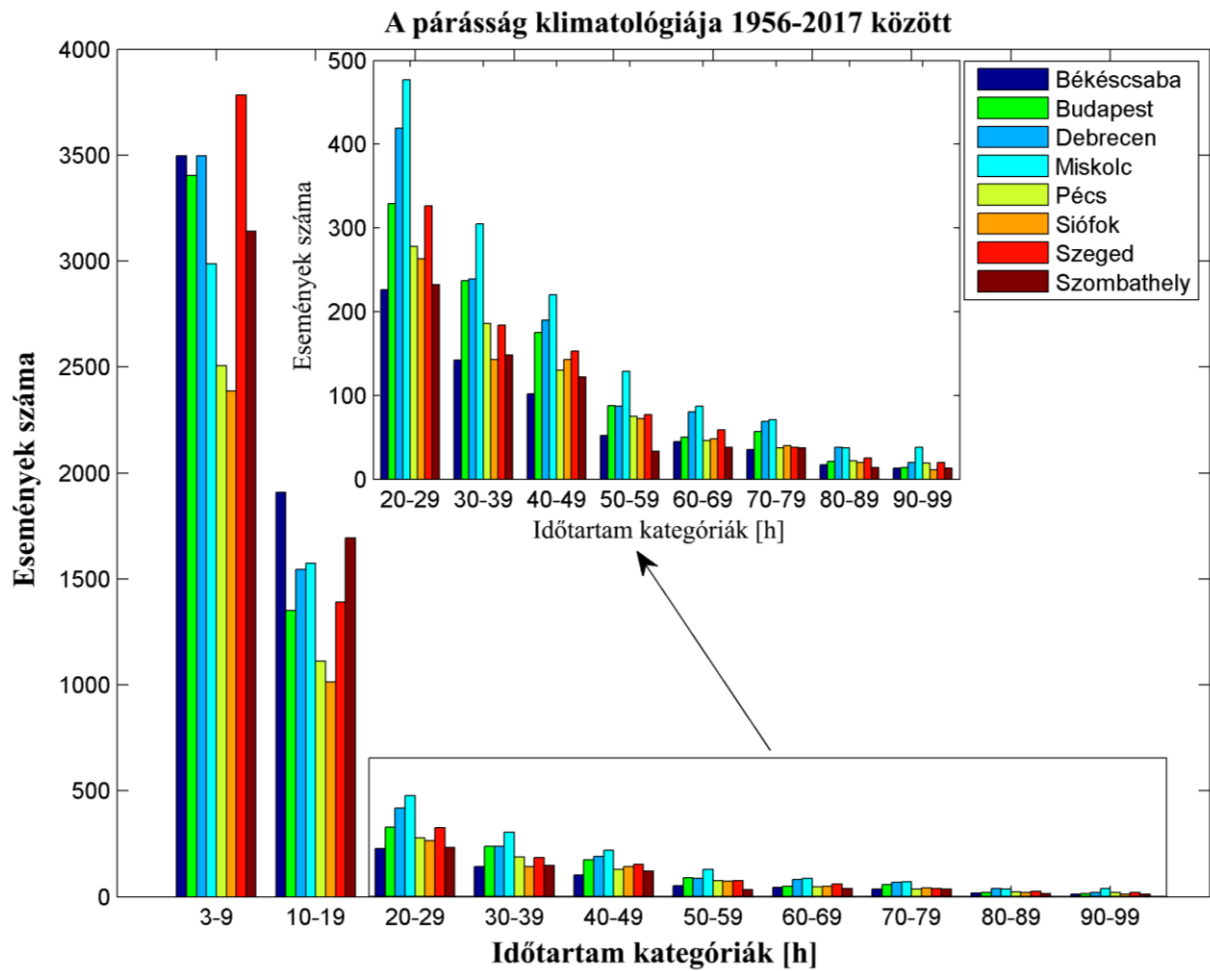
4.4. ábra. A sűrű ködös időjárási helyzetek időtartamának évszakos összegei a vizsgált meteorológiai állomásokon. A fekete · szimbólum a sűrű ködös járó időjárási helyzetek évszakosan összegzett időtartamát jelöli, a fekete folytonos vonal az évszakos összegekre illesztett 10 éves mozgóátlagot jelöli. (OMSZ adatok alapján Sarkadi N. szerk.)

A kutatás során megállapítottuk továbbá azt is, hogy a legtöbb párássággal és köddel járó időjárási helyzet Miskolcon, míg a legkevesebb Siófokon alakult ki a vizsgált elmúlt hat évtized során. Az események időtartamának vizsgálata alapján megállapítottuk, hogy a vizsgált események időtartamának növekedésével az esetek száma csökken, a legnagyobb

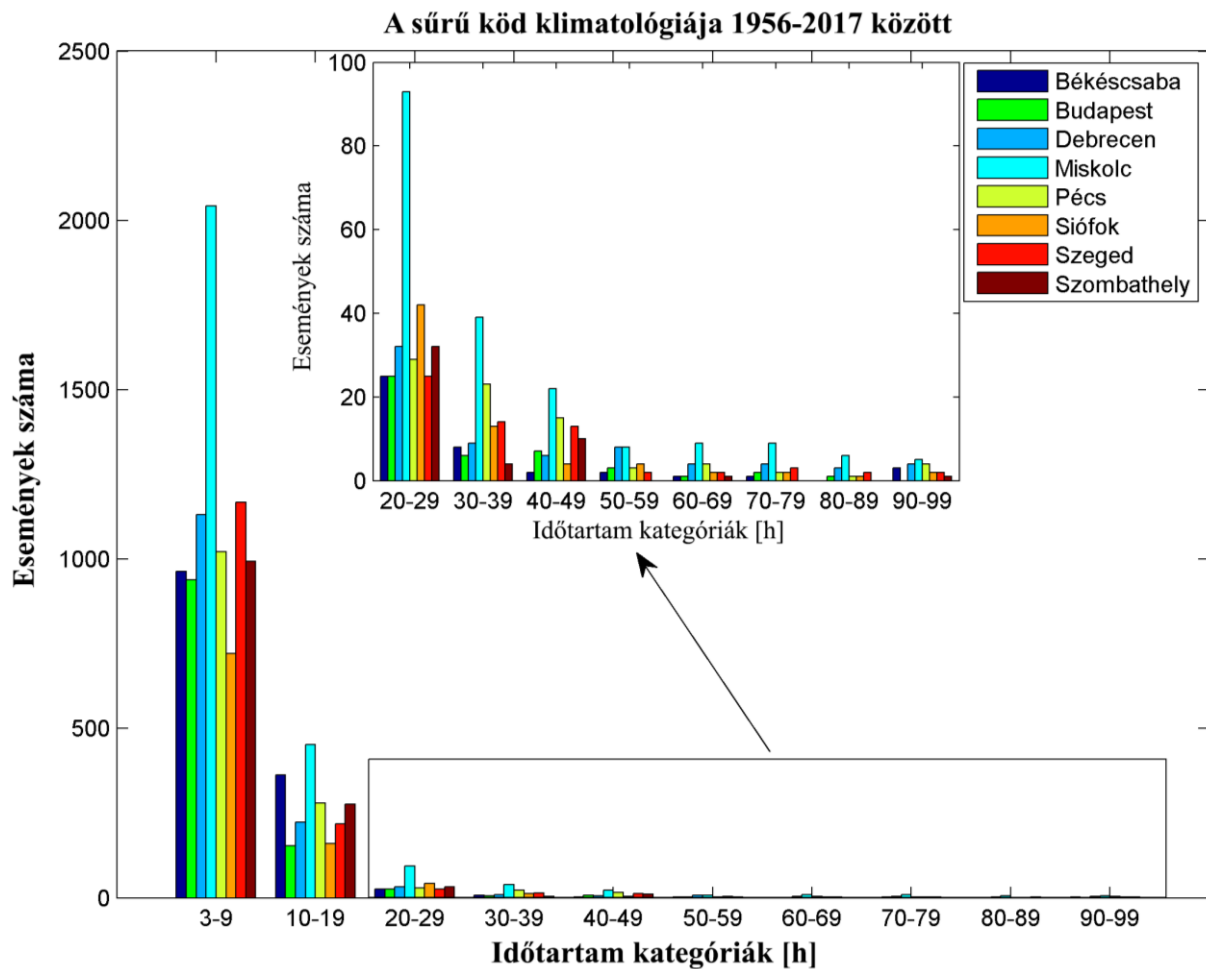
esetszámot tartalmazó időtartam kategória a 3 – 9 órás idő intervallum. Ez azt jelenti, hogy a vizsgált évtizedek során előforduló összes ködös (4.5. ábra), illetve párászággal (4.6. ábra) és sűrű ködös (4.7. ábra) eseménnyel járó időjárás helyzet időtartamát megvizsgáltuk és azt találtuk, hogy a rövidebb események (3 – 9 óra) a leggyakoribbak és ahogyan növekszik az időtartam hossza, annál kevesebb esemény tartozik a hosszabb időtartamot reprezentáló intervallumokba.



4.5. ábra. A ködös események időtartamának eloszlása a vizsgált állomásokon. A különböző színű oszlopok azokat a meteorológiai állomásokat jelölik, ahol a mérések történtek. Az x tengelyek kategóriái a köd események időtartamára vonatkozó intervallumok. (OMSZ adatok alapján Sarkadi N. szerk.)

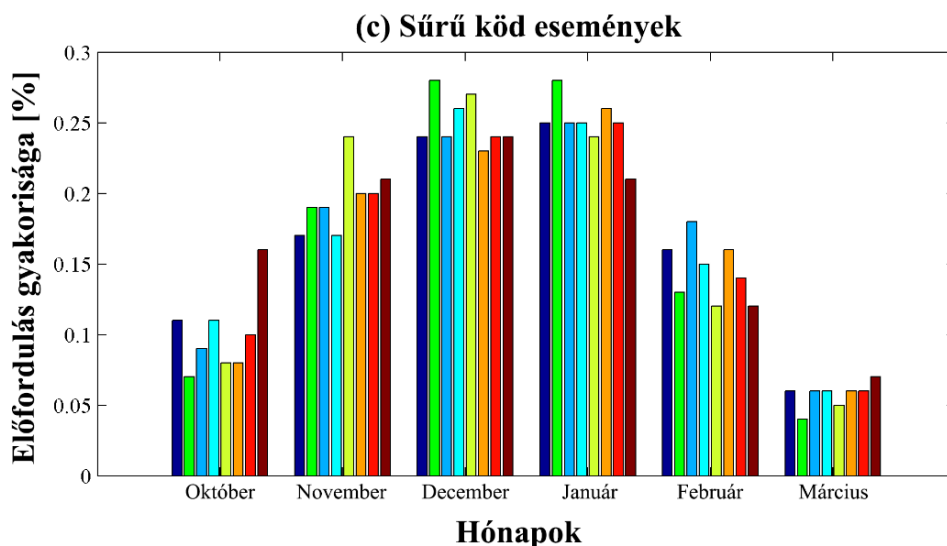
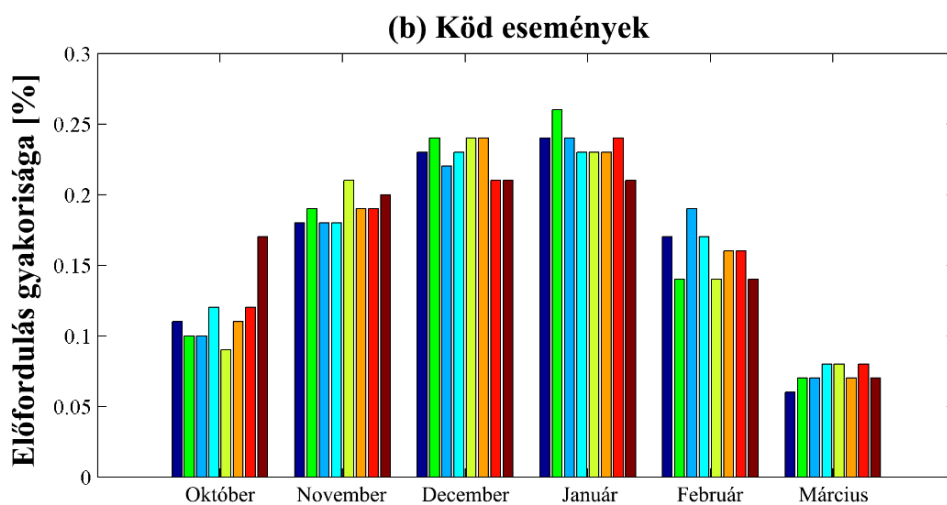
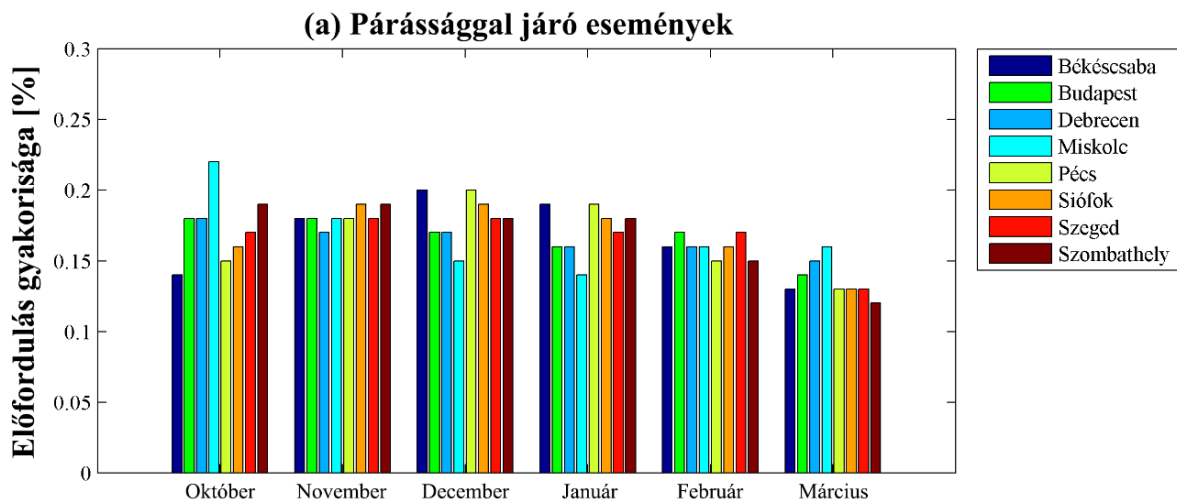


4.6. ábra. A párásággal járó események időtartamának eloszlása a vizsgált állomásokon. A különböző színű oszlopok azokat a meteorológiai állomásokat jelölik, ahol a mérések történtek. Az x tengelyek kategóriái a párásággal járó események időtartamára vonatkozó intervallumok. (OMSZ adatok alapján Sarkadi N. szerk.)



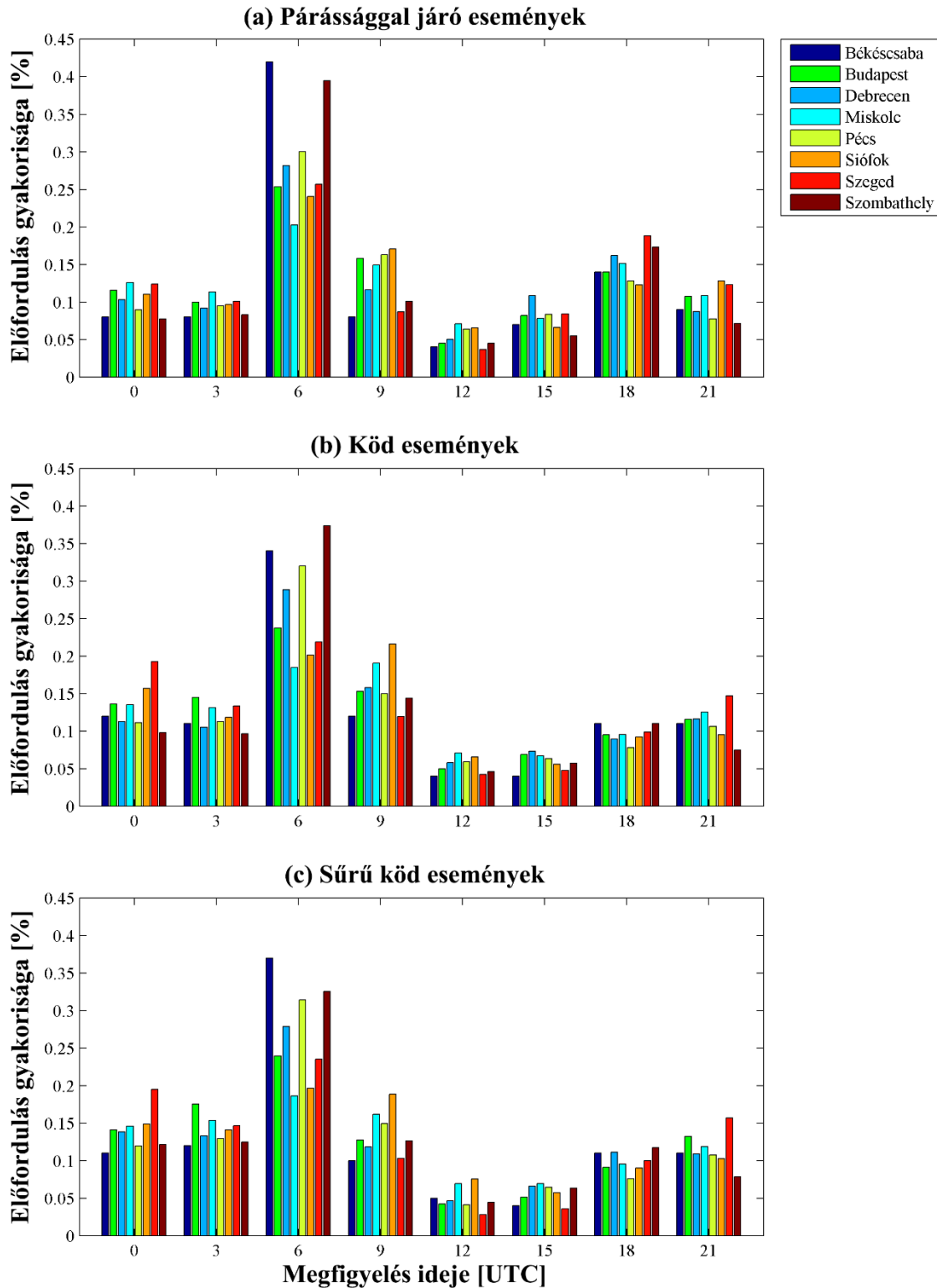
4.7. ábra. A sűrű ködös események időtartamának eloszlása a vizsgált állomásokon. A különböző színű oszlopok azokat a meteorológiai állomásokat jelölik, ahol a mérések történtek. Az x tengelyek kategóriái a sűrű köd események időtartamára vonatkozó intervallumok. (OMSZ adatok alapján Sarkadi N. szerk.)

Az események éven belüli kialakulását elemezve megállapítottuk, hogy a legtöbb sűrű köddel és köddel járó időjárási helyzet december és a január hónapokban alakult ki, továbbá a párássággal járó időjárási helyzetek havi gyakorisága októbertől márciusig hasonló volt (4.8. ábra).



4.8. ábra. A különböző kategóriákba tartozó csökkent látástávolsággal járó időjárási események havi gyakorisága a vizsgált állomásokon. A különböző színű oszlopok azokat a meteorológiai állomásokat jelölik, ahol a mérések történtek. Az x tengelyek a vizsgált hónapokat mutatják. (OMSZ adatok alapján Sarkadi N. szerk.)

A napon belüli eloszlást (4.9. ábra) tekintve a legtöbb esemény a napkelte utáni órákban, a 6 és 9 UTC közötti időszakban alakult ki. Ez arra utal, hogy Magyarországon a **sugárzási köd** a legdominánsabb köd típus.



4.9. ábra. A különböző kategóriákba tartozó csökkent látástávolsággal járó időjárási események napon belüli, háromórás intervallumra vonatkozó gyakorisága a vizsgált

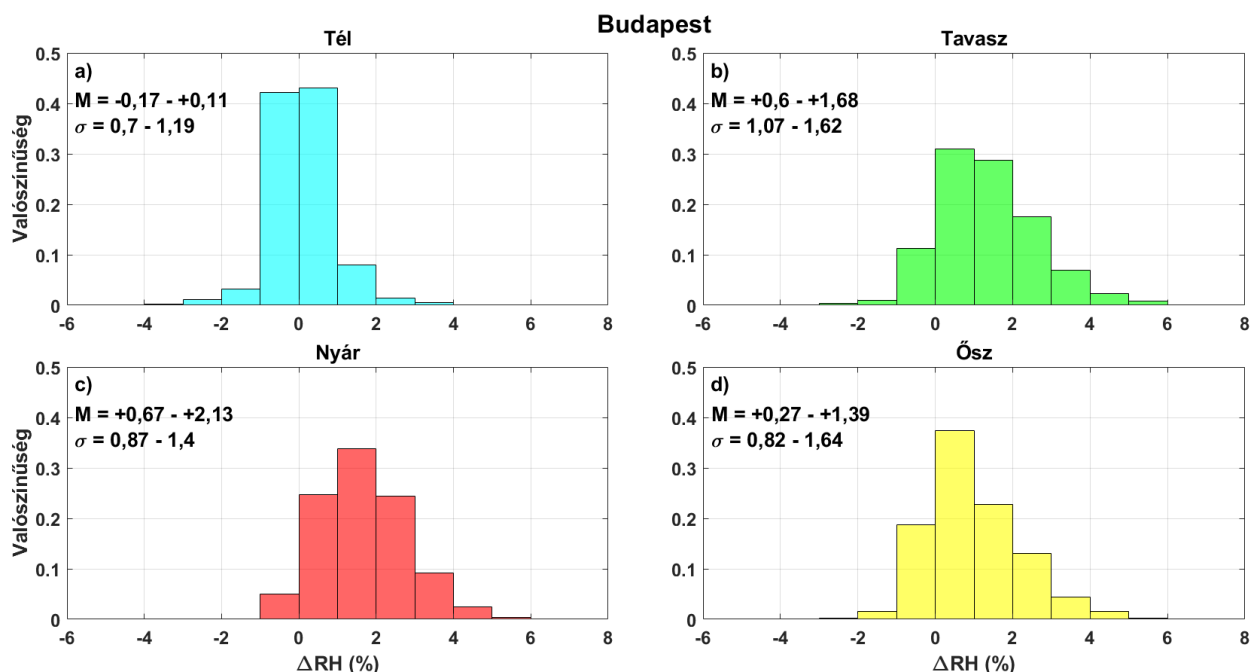


állomásokon. A különböző színű oszlopok azokat a meteorológiai állomásokat jelölik, ahol a mérések történtek. Az x tengely a vizsgált időintervallumokat mutatja háromórás felbontásban (pl.: a 0 jelentése: a jelentést 0 – 3 óra között adták ki). (OMSZ adatok alapján Sarkadi N. szerk.)

A kutatás következő szakaszában a párás és ködös időjárási helyzetek időtartamának az elmúlt 30 évben bekövetkezett csökkenésének okát vizsgáltam. Vajon a szennyezőanyag kibocsátás drasztikus csökkenése önmagában elegendő magyarázatot ad-e a megfigyelt változásra, vagy a légkör egyéb jellemzőinek változása is szerepet játszott ebben? Ezért a kutatásomat a légköri relatív páratartalom és a hőmérséklet hosszú távú változásának vizsgálatával folytattam.

#### 4.I.2.b. A relatív páratartalom és a hőmérséklet változása 1961 és 2020 között

A 4.10. ábrán a relatív páratartalom, eltérő módon meghatározott napi átlagértékei (21. és 22. egyenletek) közti különbségének ( $\Delta RH$ , 26. egyenlet) gyakoriságát – évszakos bontásban – hisztogramon ábrázoltam. Minden évszakra és minden állomásra meghatároztam a  $\Delta RH$  értékek átlagát ( $M$ ) és szórását ( $\sigma$ ). A hisztogramok alakja az összes állomás esetében hasonló, ezért az eredményeket Budapest állomás adatait ábrázolva ismertetem.

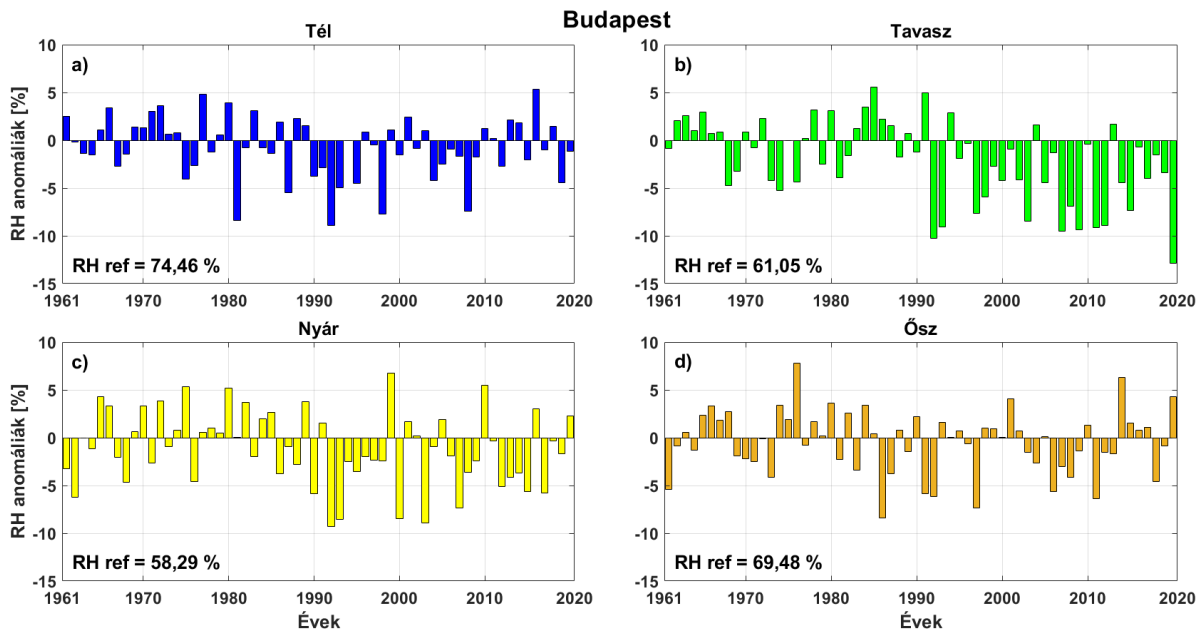


4.10. ábra. Budapest állomásra vonatkozó  $\Delta RH$  adatok empirikus sűrűség függvényei évszakos bontásban (a: tél, b: tavasz, c: nyár és d: ősz). Az évszakos adatokat bemutató paneleken az évszakra jellemző átlag ( $M$ ) és szórás ( $\sigma$ ) intervallumok az összes állomásra

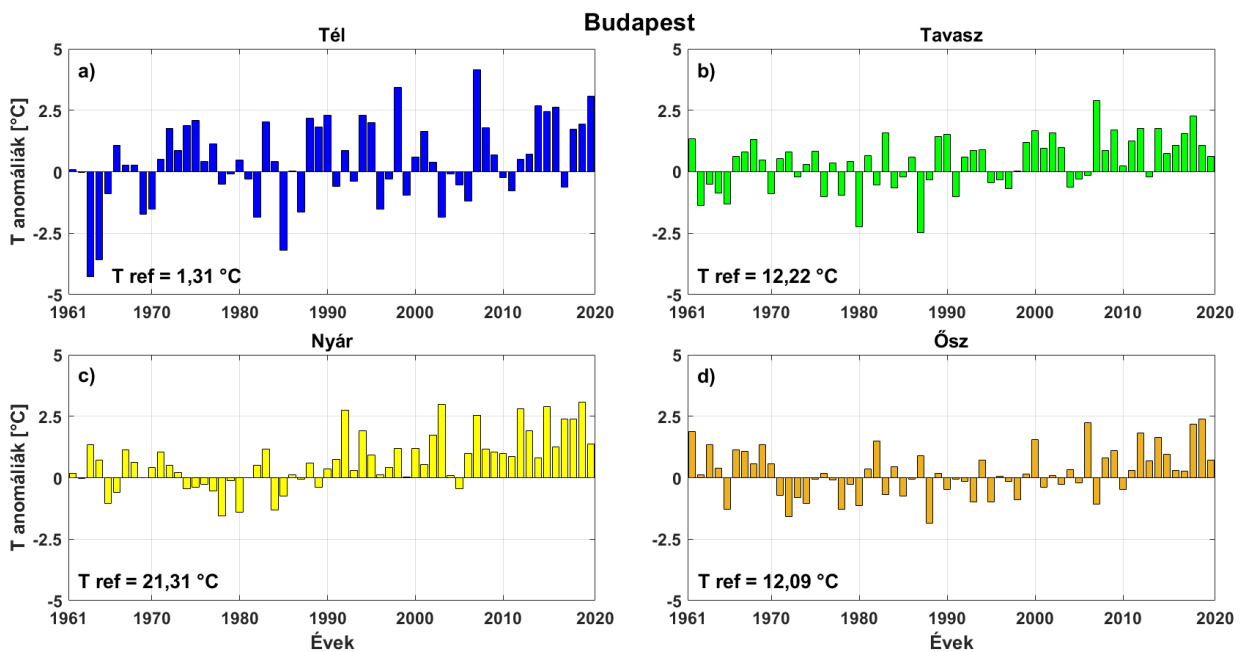
vonatkozó adatot reprezentálják. A  $\Delta RH$  intervallumok szélessége 1%-os. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)

A 4.10. (a) ábráról leolvasható, hogy a téli évszakban a  $\Delta RH$  értékek több mint 80%-a a 0 körüli, -1% – +1% közötti intervallumba esik. A két módszerrel számított átlagértékek között nincs jelentős eltérés, és nem mutatható ki szisztematikus különbség. A téli évszaktól eltérően a többi évszakban azonban az eltérés szisztematikus, jellemzően a 21. *egyenlettel* meghatározott napi átlagos RH nagyobb, mint a 22. *egyenlettel* meghatározott napi átlag érték. Az összes állomást tekintve a  $\Delta RH$  átlagértéke 0,27 – 2,13% között változik, ha a kisebb eltérést bemutató téli évszakot nem vesszük figyelembe. Míg az őszi évszakban kisebb különbségre lehet számítani a két módszerrel meghatározott napi átlagos RH értékek között (0,27% – 1,39%), addig nyáron a különbség várhatóan kétszer nagyobb (0,67% – 2,13%). A 3%-nál nagyobb különbségeket tekintve a  $\Delta RH$  relatív gyakorisága ezekben az évszakokban meghaladja a 10%-ot. Továbbá a  $\Delta RH$  relatív gyakorisága a negatív tartományban a tavaszi és őszi évszakokban jelentősebb, mint a nyári évszakban. Ez azt jelenti, hogy a 22. *egyenlettel* meghatározott RH érték nagyobb napi átlagos relatív páratartalom értéket határozott meg a két átmeneti évszakban az esetek 10 – 20%-ban, ellentétben a nyárra jellemző 5% körüli értékkel. A negatív irányba történő eltérés azonban jellemzően a 0 és -1% közötti tartományra korlátozódik. Mivel a két módszerrel meghatározott napi átlagos RH értékek közti eltérés jellemzően szisztematikus, a hosszú távú változás előjelét nem befolyásolja, hogy milyen módon határozzuk meg a napi átlagos RH-t. A hosszú távú változás nagysága azonban eltérő lehet attól függően, hogy melyik módszerrel határoztuk meg a napi átlagos RH-t, ugyanis a két módszerrel meghatározott napi átlagértékek közti különbség a hosszú távú változás mértékével összemérhető lehet. A két átlagolási módszer közötti eltérés évszaktól való függésének okára nem tudok magyarázatot adni. A téli évszakban a kisebb mértékű eltérés oka az lehet, hogy a levegő nedvességtartalmának és hőmérsékletének napi változékonysága kisebb, mint a többi évszakban.

A relatív páratartalom és a hőmérséklet hosszú távú változásainak vizsgálatához az évszakosan átlagolt relatív páratartalom és hőmérséklet adatokat az 1961 és 1990 közötti időszak éghajlati normáljához viszonyítva ábrázoltam. A 4.11. *ábra* a relatív páratartalom, a 4.12. *ábra* pedig a hőmérséklet éghajlati normáltól vett eltéréseit, anomáliáit mutatja be 1961 – 2020 időszakra, Budapest állomásra.



4.11. ábra. A relatív páratartalom évszakos eltérései az 1961 – 1990 időszak éghajlati normáljától Budapest állomás esetében évszakok szerint (a: tél, b: tavasz, c: nyár és d: ősz). Az RH ref az éghajlati normál értéket jelenti, melyet az  $y=0$  tengely jelöl. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)



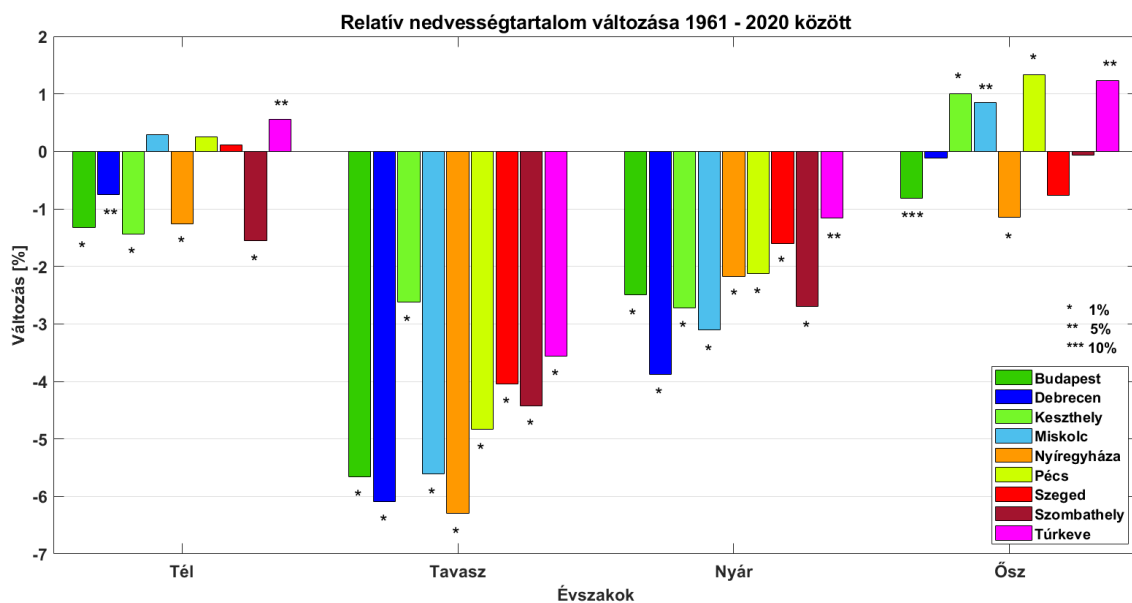
4.12. ábra. A hőmérséklet évszakos eltérései az 1961 – 1990 időszak éghajlati normáljától Budapest állomás esetében évszakok szerint (a: tél, b: tavasz, c: nyár és d: ősz). A T ref az éghajlati normál értéket jelenti, melyet az  $y=0$  tengely jelöl. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)

A RH hosszú távú változását tekintve megállapíthatjuk, hogy tavasszal (4.11. b) és nyáron (4.11. c) a negatív anomáliák előfordulásának gyakorisága, különösen az 1990-es évektől kezdődően jelentősen megnőtt. A hőmérséklet esetében a jelentősebb, pozitív hőmérsékleti anomáliák gyakorisága szintén 1990-es éveket követően növekedett meg,

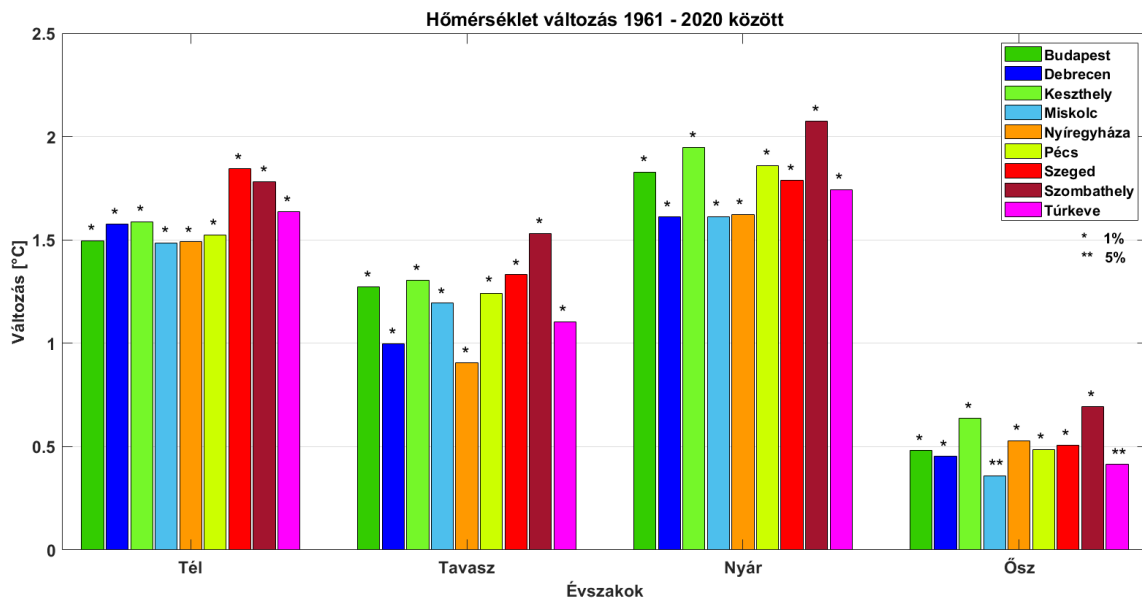
különösen télen (4.12. a), tavasszal (4.12. b) és nyáron (4.12. c). A pozitív hőmérsékleti anomáliák legnagyobb gyakorisággal nyáron fordultak elő, a 1990-es évek óta csak egy alkalommal alakult ki negatív anomália ebben az évszakban, míg a legnagyobb pozitív anomáliák a téli évszakban fordultak elő. Az őszi évszakban (4.12. d) a pozitív hőmérséklet anomáliái 2010-es évet követően váltak jellemzővé. A többi állomás esetén a hőmérséklet éghajlati normáltól vett eltérése hasonlóan alakult, mint Budapest esetében.

Lineáris trendet feltételezve megbecsültem a relatív páratartalom és hőmérséklet napi átlagértékeinek változását az éghajlati normálértékhez képest. A 4.13. és 4.14. ábra azt mutatja, hogy lineáris trendet feltételezve mennyit változott 1961 és 2020 között a relatív páratartalom és a hőmérséklet az egyes meteorológiai állomásokon a különböző évszakokban.

A változásoknak az éghajlati normáltól való szignifikáns eltérését z-próbával ellenőriztem. A 4.13. és 4.14. ábrák a relatív páratartalom és a hőmérséklet 60 éves időszakra becsült változásának mértékét és a null-hipotézis teljesülésének valószínűségét (nincs változás az éghajlati normálértékhez képest) mutatják, valamint a \* az 1%-os, a \*\* az 5%-os és a \*\*\* a 10%-os szignifikancia szintet jelölik.



4.13. ábra. A relatív páratartalom hosszú távú, becsült változása az 1961 – 2020 időszak végére, évszacos bontásban. Az oszlopok mellett elhelyezkedő \*, \*\*, \*\*\* szimbólumok a z-próba eredményeként kapott szignifikancia szintet jelölik. A különböző színű oszlopok azokat a meteorológiai állomásokat jelölik, ahol a mérések történtek. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)



4.14. ábra. A hőmérséklet hosszú távú, becült változása az 1961 – 2020 időszak végére, évszakai bontásban. Az oszlopok felett elhelyezkedő \*, \*\*, \*\*\* szimbólum a z-próba eredményeként kapott szignifikancia szintet jelöli. A különböző színű oszlopok azokat a meteorológiai állomásokat jelölik, ahol a mérések történtek. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)

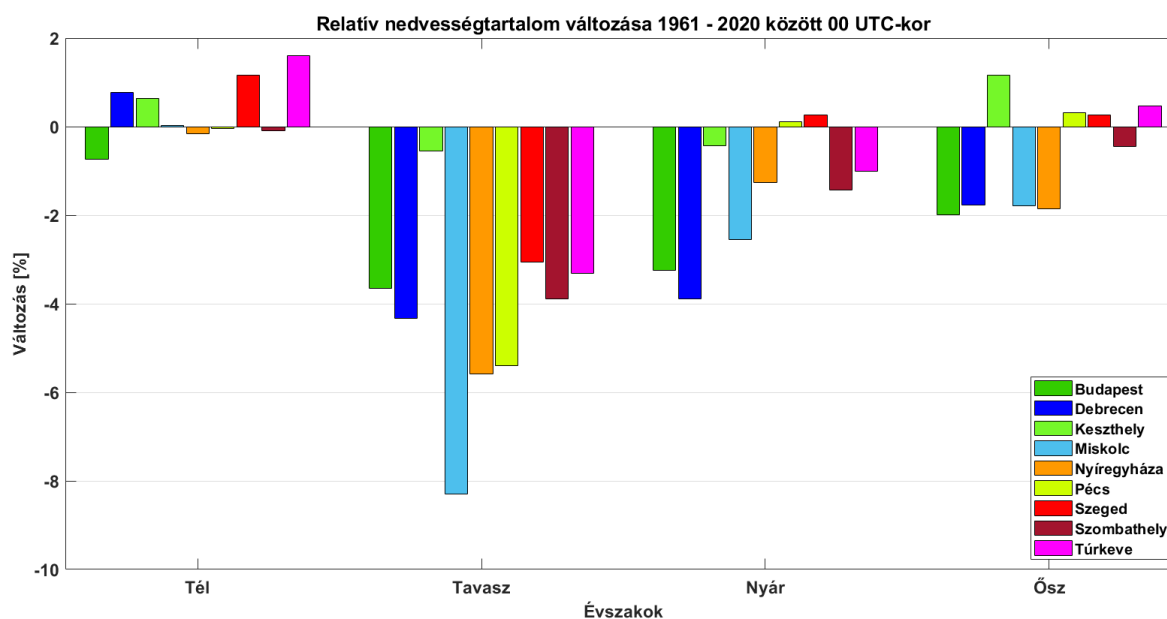
Ha a szignifikancia szintet 5%-nak választjuk, akkor a következő megállapításokat tehetjük:

- (i) A relatív páratartalom csökkenése szignifikáns tavasszal és nyáron minden állomás esetében, míg télen és ősszel nincs egyértelmű trend, ráadásul a változás jele is eltérő az állomások között.
- (ii) A hőmérséklet növekedése szignifikáns minden évszakban minden állomásra vonatkozóan. A hőmérséklet növekedésének mértéke hasonló télen, tavasszal és nyáron (1 – 2 °C között), azonban kisebb mértékű ősszel (0,5 °C körül). Figyelemre méltó relatív különbség az állomások adatai között szintén ősszel figyelhető meg, akkor a legnagyobb (Szombathely: 0,69°C) és legkisebb (Miskolc: 0,36 °C) becült hőmérséklet emelkedés között kétszeres a különbség. Az átmeneti évszakokra jellemző változékony időjárás következménye lehet az, hogy tavasszal és ősszel a becült hőmérsékletnövekedés eltérése nagyobb mértékű az állomások között, mint a téli és nyári évszak esetén.
- (iii) A relatív páratartalom változásának mértéke nagymértékben függ az állomás elhelyezkedésétől, továbbá az évszakai változékonyság is jelentős. A relatív páratartalom tavasszal és nyáron csökken minden állomáson, a csökkenés mértéke azonban eltérő. Tavasszal kétszeres, nyáron háromszoros a legkisebb és legnagyobb értékek közötti arány. A legnagyobb mértékű csökkenés tavasszal alakult ki minden állomás esetében,

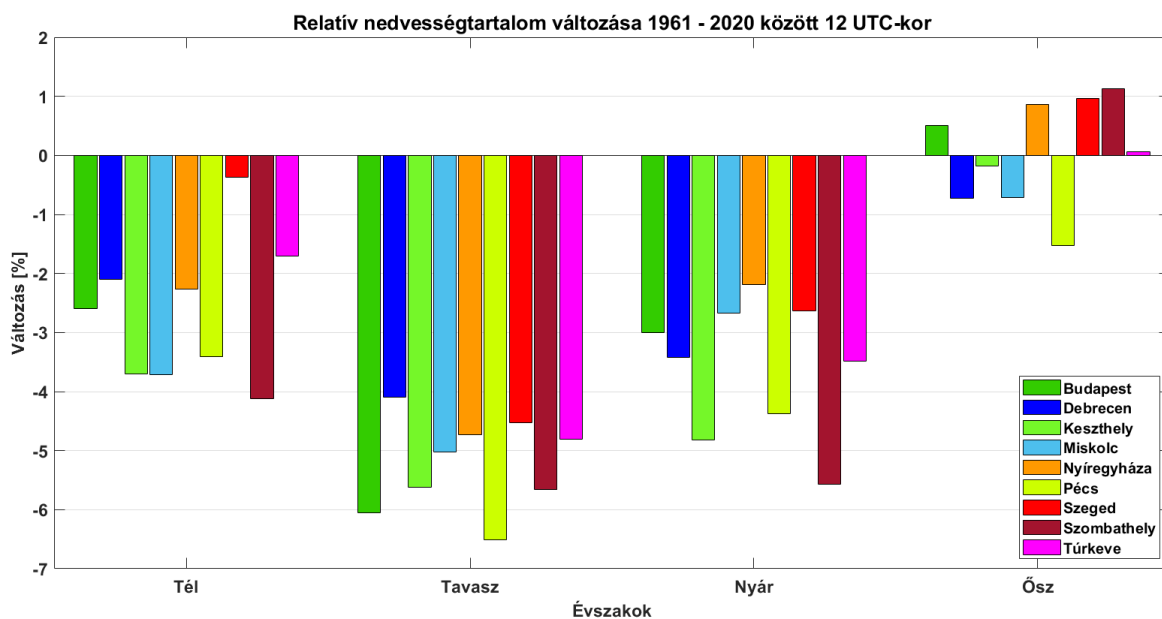
kivéve Keszthely állomást, mivel ezen az állomáson a relatív páratartalom csökkenése nagyobb mértékű nyáron (-2,72%), mint a tavasszal (-2,62%). Szeged állomás esetén a páratartalom változás nem szignifikáns sem télen, sem ősszel, ráadásul télen pozitív, míg ősszel negatív a változás iránya. Az eredmények azt sugallják, hogy habár Magyarországon a domborzati változékonyság viszonylag kicsi és a felszínhasználat viszonylag homogén, a relatív páratartalom változása függ a megfigyelő állomások földrajzi elhelyezkedéstől.

(iv) A hőmérséklet és a relatív páratartalom becült évszakos változásainak összehasonlítása azt mutatja, hogy a felszín közeli RH változása nemcsak a légköri hőmérsékletemelkedés következménye.

A relatív páratartalom napi átlagértékei mellett megvizsgáltam, hogy az éjszakai (00 UTC: 4.15. ábra) és a nappali (12 UTC: 4.16. ábra) órákban mért RH értékek esetében milyen tendenciák figyelhetők meg a 60 éves időintervallumban.



4.15. ábra. A 00 UTC-kor mért relatív páratartalom hosszú távú, becült változása az 1961 – 2020 időszak végére, évszakos bontásban. A különböző színű oszlopok azokat a meteorológiai állomásokat jelölik, ahol a mérések történtek. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)



4.16. ábra. A 12 UTC-kor mért relatív páratartalom hosszú távú, becsült változása az 1961 – 2020 időszak végére, évszakos bontásban. A különböző színű oszlopok azokat a meteorológiai állomásokat jelölik, ahol a mérések történtek. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)

Az eredményeket a 4.15. és 4.16. ábrák alapján a következő pontokban összegezhettük:

- (i) A napi átlag értékek változásával összhangban a relatív páratartalom csökkenése tavasszal a napszaktól függetlenül jelentős.
- (ii) A 00 UTC-kor mért relatív páratartalom változásának előjele csak a tavaszi évszakban negatív minden állomáson, a többi évszakban a változás előjele állomásonként változhat, egyaránt lehet pozitív és negatív. A tavaszi évszak csökkenő tendenciája jelentős minden állomáson, kivéve Keszthely állomást, ahol a csökkenés mértéke a többi állomáshoz képest egy nagyságrenddel kisebb.
- (iii) A 12 UTC-kor mért relatív páratartalom becsült csökkenése jelentős a téli, a tavaszi, és a nyári évszakokban majdnem minden meteorológiai állomáson. Az egyetlen kivétel Szeged állomás, ahol a téli évszakban csak kismértékű csökkenést találtam (-0,37%). Az őszi évszakban a becsült változás előjele és nagysága a mérés helyétől függően változik.
- (iv) A relatív páratartalom becsült változásának mértéke nagyobb, és kevésbé függ a mérés helyétől a nappali órákban mért RH értékek esetében, mint az éjszakai órákban mért értékek esetében. A domborzat és a felszínhasználat jelentősen befolyásolja a relatív páratartalom változását az éjszakai órákban. Erre tipikus példa Keszthely állomás kivételesen kicsi negatív anomáliája a tavaszi évszakban. A nyári évszakban megfigyelhető relatív páratartalom változás helyszíntől való függésére szintén a

domborzat és/vagy a felszínhasználat hatása adhat magyarázatot Keszthely, Pécs és Szeged állomások esetén is. Az eltérések oka nem egyértelmű. Keszthely esetében a Balaton közelsége befolyásolhatja a relatív páratartalom csökkenésének markánsan kicsi értékét.

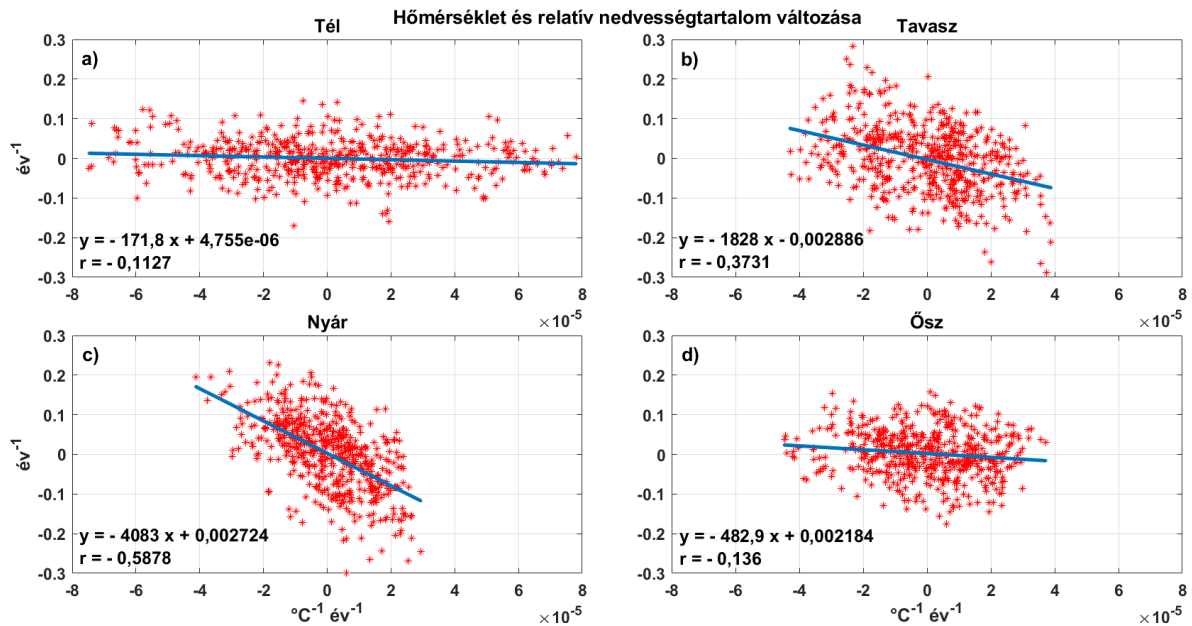
Az RH hosszú távú változására számos légköri folyamat lehet hatással. A 28. *egyenlet* alapján a relatív páratartalom időbeli, relatív változását a keverési arány (jobb oldal első tag) és a hőmérséklet (jobb oldal második tag) változása határozza meg. Abból kiindulva, hogy közvetlen mérési adataink az RH-ra és a hőmérsékletre vonatkozóan vannak, megvizsgáltam, hogy az RH relatív változása (29. *egyenlet*) hogyan függ a hőmérsékletváltozástól (30. *egyenlet*) az egyes évszakokban. A 4.17. *ábra* mutatja be a 1961 – 2020 időszakra vonatkozó homogenizált adatbázis alapján elkészített összefüggést a 30. *egyenlettel* leírt mennyiség (x tengely) és a 29. *egyenlettel* leírt összefüggés (y tengelyen) között.

$$y = \frac{1}{RH} \frac{\Delta RH}{\Delta t}, \quad 29.$$

$$x = \frac{1}{T^2} \frac{\Delta T}{\Delta t}, \quad 30.$$

A 29. és 30. *egyenletek* a 60 éves adatsorban az egymást követő években évszakra-évszakra bekövetkező változásokat számszerűsítik, így tehát az egyenletek első tagjaiban szereplő RH és T értékek 2 egymást követő év, ugyanazon évszakhoz tartozó átlagos RH és átlagos T értékeket jelölik. A második tagban szereplő  $\Delta RH$  és  $\Delta T$  értékek a 2 egymást követő év, ugyanazon évszakhoz tartozó átlagos RH és átlagos T különbsége, a  $\Delta t$  –t 1 évnek választottam.





4.17. ábra. A relatív páratartalom és a hőmérséklet változása közti korreláció évszakos bontásban. A piros \* szimbólum állomásonként és évenként egy adatpárt jelöl. Az egyes paneleken szerepel a kék színnel jelölt regressziós egyeneshez tartozó regressziós egyenes egyenlete, továbbá a korrelációs koefficiens is. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)

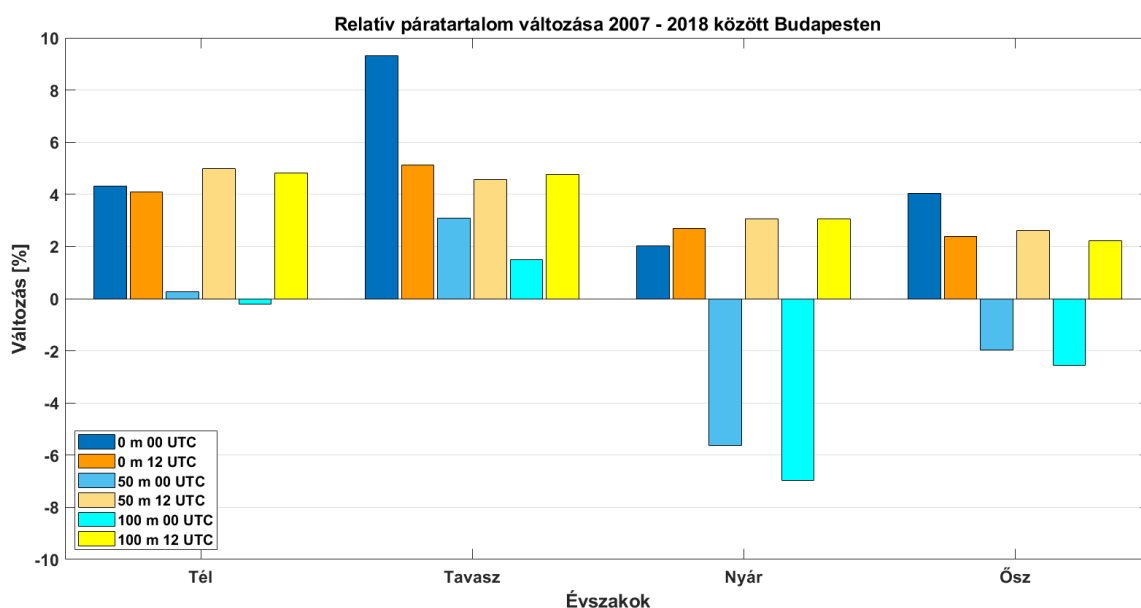
A 28. egyenlet alapján az adatokra illesztett egyenes egyenletének meredekségének – a párolgáshőt és gázállandót behelyettesítve – elméletileg kb. -5500-nak kell lennie. A 4.17. ábra paneljein szereplő lineáris regresszió eredményeinek vizsgálata alapján megállapítható, hogy a legerősebb korrelációt és az elméleti értékhez legközelebbi meredekséget a nyári évszakban kaptam (c panel). Ez azt jelenti, hogy ebben az évszakban a hőmérséklet változása jelentős mértékben befolyásolja a relatív páratartalom változását. A közvetett, felszínről történő párolgást befolyásoló hatás jelentősége kisebb. A téli és őszi évszakban a korreláció gyenge, valamint a regressziós egyenes meredeksége is jelentősen különbözik az elméleti értéktől. Ennek az a magyarázata, hogy ezekben az évszakokban a hőmérsékletváltozás közvetett hatása kompenzálja a közvetlen hatást. Ugyanis a növekvő hőmérséklet hatására bekövetkező fokozottabb párolgás a magasabb hőmérsékletű levegőben kialakuló telítési hiányt képes kiegyenlíteni a téli és őszi évszakban. Tavasszal ez a kompenzáló hatás kevésbé hatékony, nyáron pedig a hőmérséklet változásának közvetlen hatása meghatározó. Tehát a kompenzáló hatás évszakfüggő. A téli és őszi évszakban tapasztalt összefüggés arra utal, hogy a ködös és párassággal járó időjárási helyzetek kialakulásának gyakoriságát a hőmérséklet növekedés nem befolyásolja jelentősen, tavasszal és nyáron azonban a légköri relatív páratartalom csökkenése a csapadék mennyiségének csökkenését eredményezheti. A nyári évszakra vonatkozó eredményem összhangban van Ye és munkatársai (2014) eredményével, akik szerint a hőmérsékletemelkedés következtében kialakuló relatív páratartalom csökkenés

Eurázsia északi részén a csapadék mennyiségének és a csapadékképződési folyamatok hatékonyságának csökkenését eredményezi a nyári évszakban.

A relatív páratartalom csökkenése magyarázatot adhat a ködklimatológiai elemzés során kapott eredményre, miszerint a párássággal járó időjárási helyzetek évszakosan összegzett időtartama jelentősen csökkent az elmúlt évtizedekben. A párássággal járó időjárási helyzetek időtartamának csökkenése összefügg azzal, hogy az RH szignifikánsan csökkent tavasszal, (ebben az évszakban a nappali és éjszakai órákban egyaránt), további jelentős csökkenés következett be télen, a nappali órákban. Míg a tavaszi, egésznapra jellemző csökkenés valószínűleg a ködös események gyakoriságának, addig a téli, nappali csökkenés inkább a ködös események időtartamának csökkenését eredményezte.

#### 4.1.3. A felszín közeli határrétegben kialakuló légköri folyamatok vizsgálata

A felszín közeli légkörben zajló meteorológiai folyamatokat a felszín tulajdonságai nagymértékben befolyásolják, ugyanis a felszínről induló szenzibilis és látens hőfluxusok megváltoztatják a felszínhez közeli légréteg hőháztartását és nedvességtartalmát. A felszínen bekövetkező változásokat a légkörben zajló folyamatok rövid időn belül – néhány óras időléptékben – követik. Rádiószonda adatokat felhasználva megvizsgáltam az 50 és 100 m-es magassági szinteken bekövetkezett változásokat a 2007 – 2018 időszakra, valamint a felszínen és a két különböző magasságban mért értékek közötti korrelációt. A becsült változásokat évszakok szerinti felosztásban, napszakokra és a mérési magasságra bontva a 4.18. ábra mutatja be.



4.18. *ábra*. A relatív páratartalom becsült változása 2007 és 2018 között Budapesten, évszakok, napszakok és magassági szintek szerint. A különböző színű oszlopok a különböző mérési időpontokhoz és mérési magassági szintekhez tartozó becsült változásokat jelölik. A 0 m a felszínre vonatkozó becsült változást jelöli. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)

A 4.18. *ábra* alapján a felszínen (0 m) megfigyelhető relatív páratartalom növekedés látszólag ellentmond a hosszú távra (1961 – 2020) kimutatott csökkenő tendenciáknak mind a napi átlagokat (4.13. *ábra*), mind a 00 UTC-s (4.15. *ábra*) és a 12 UTC-és (4.16. *ábra*) adatokat tekintve. Mérsékelt, növekvő trend a hosszú távú adatok esetén kizárólag a nappali (12 UTC-s) őszi adatok esetén figyelhető meg (az elemzés Budapest állomás adatait foglalja magában). Csak az elmúlt évtizedet tekintve a felszíni adatokra vonatkozóan a változás egyértelmű és nem függ a napszaktól és az évszaktól sem. Az eltérés azzal magyarázható, hogy a 2007 és 2018 közötti időszak a hosszú távú változásoknál vizsgált hat évtizednek csak az utolsó évtizedét fedi le. Az 50 m-es és 100 m-es légköri magassági szinteken mért adatoknál azonban a változások nem ennyire egyértelműek. A 12 UTC-s mérések alapján becsült relatív páratartalom változása mindkét mérési magassági szinten, az összes évszakban pozitív előjelű, továbbá a növekedés mértéke is hasonló. A 00 UTC-s mérések alapján becsült relatív páratartalom változásának előjele azonban évszakfüggő. Míg télen a becsült trend mértéke közel nulla, addig tavasszal pozitív, nyáron és ősszel pedig negatív előjelű mindkét mérési magassági szinten.

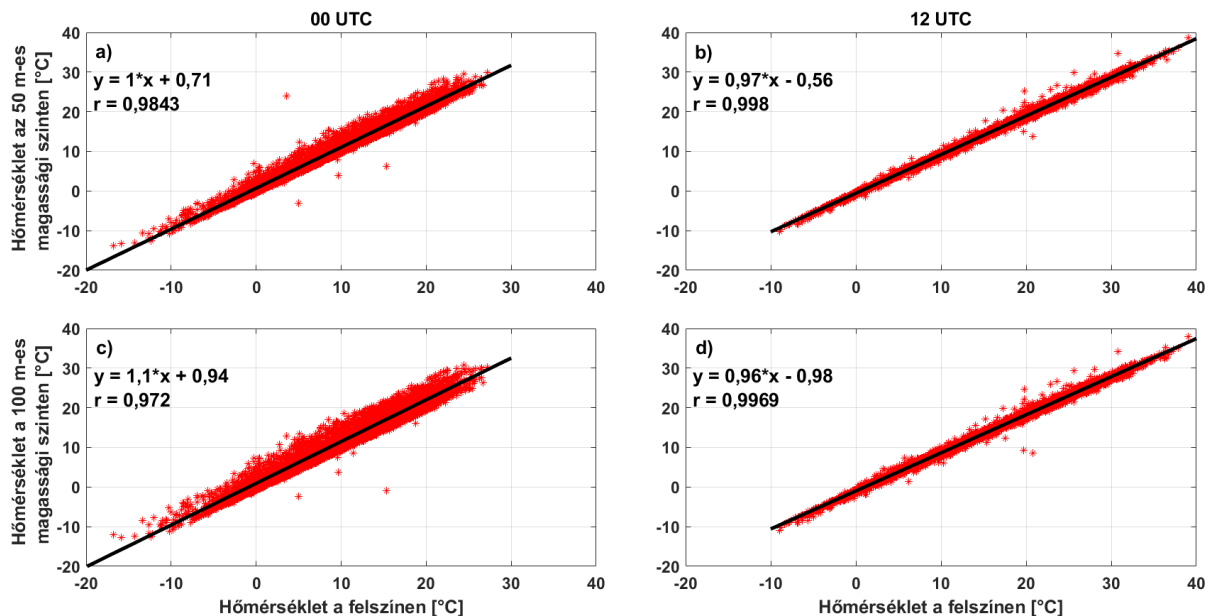
A relatív páratartalom időbeli változásának vizsgálata mellett a határrétegben mért hőmérséklet, keverési arány és relatív páratartalom adatok esetében megvizsgáltam, hogy van-e összefüggés a különböző magasságban mért értékek között. A 4.19, 4.20. és 4.21. *ábrák* a felszínen és a felszín felett 50 és 100 m-es magasságban mért hőmérséklet, keverési arány és relatív páratartalom adatok közti összefüggéseket mutatja be a 2007 – 2018 közti időszakra. A kapott eredmények összhangban vannak a határréteg napi menet szerinti fejlődésére vonatkozó elméleti megfontolásokkal (Stull, 1988):

- (i) A 12 UTC-kor megfigyelt hőmérsékleti profil (4.19. *ábra b*) és *d*) paneljei) a hőmérséklet magassággal bekövetkező csökkenését mutatja. A hőmérsékleti gradiens a száraz adiabatikus hőmérsékleti gradienshez közeli. Mivel az egyenesek meredeksége közel egységnyi, a *b*) és *d*) *panelek* regressziós egyenletének metszéspont értékei (-0,56 °C és -1 °C) jó közelítéssel megfeleltethetőek a két szint közötti hőmérséklet különbségnek. 00 UTC-kor a hőmérsékleti gradiens a nappalival ellentétes előjelű, tehát a felszíntől a légkör magasabb szintjei felé távolodva növekszik a hőmérséklet, ami az éjszakai órákban gyakran kialakuló hőmérsékleti inverzióra vezethető vissza. Az éjszakai

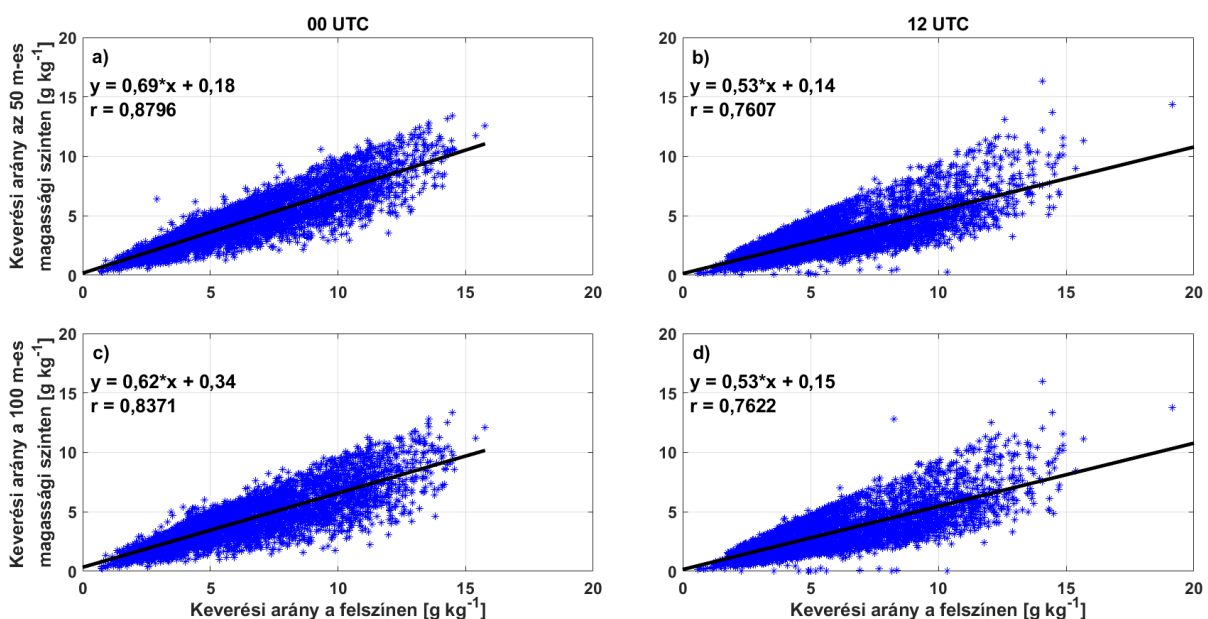
hőmérsékleti inverzió leggyakrabban megfigyelt értékei az *a)* és *c)* panelek egyenleteinek metszéspont értéke alapján kisebb, mint  $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ . A 4.19. ábra paneljein látható korrelációs együttható ( $r$ ) +1 körüli értéke arra utal, hogy a felszínen és a határrétegben mért hőmérséklet értékek között erős a korreláció.

- (ii) A felszínen és a határréteg alsó rétegében meghatározott vízgőz keverési arányok közötti korreláció erőssége gyengébb, mint a hőmérséklet esetében, de még mindig jelentős (4.20. ábra). A vízgőz keverési arány a felszínen – napszaktól függetlenül – mindig magasabb, mint az 50 és 100 m-es magassági szinteken. Azonban a felszínen és határrétegben kialakuló keverési arány közötti különbség délben némileg nagyobb, mint éjszaka. Ennek az összefüggésnek a magyarázata lehet a felszín nappali felmelegedése következtében kialakuló párolgás. A határrétegben (50 m-en és 100 m-en) a vízgőz keverési aránya napszaktól függően változik. Napközben a keverési arány a vizsgált két magassági szinten hasonló értéket vesz fel, melyet a 4.20. ábra *b)* és *d)* paneljein szereplő regressziós egyenletek hasonlósága mutat. Az 50 és a 100 m-es szinten megfigyelhető hasonló keverési arányok magyarázata az lehet, hogy a határrétegben, a napközben kialakuló nagyfokú keveredés következtében a vízgőz térbeli eloszlása a határréteg alsó, 100 m-es rétegében homogén. Éjszaka a keverési arány az 50 m-es magassági szinten csak némiképp nagyobb, mint a 100 m-es szinten.
- (iii) A relatív páratartalmat a hőmérséklet és a vízgőz keverési aránya határozza meg, ezért az RH profilja is ennek a két mennyiségnek a vertikális irányú változásától függ. Fontos megjegyezni, hogy míg a vízgőz keverési arányától lineárisan, addig a hőmérséklettől exponenciálisan függ az RH. Ezért a hőmérsékletváltozás hatása kb. egy nagyságrenddel nagyobb, mint a vízgőz koncentráció változásának hatása (28. egyenlet). Ezzel magyarázható, hogy noha a vízgőz keverési aránya napszaktól függetlenül a felszínen a legnagyobb, az RH nappal kisebb, éjszaka pedig szignifikánsan nagyobb a felszínen, mint a felszín felett 50 és 100 m-es magasságokban (4.21. ábra). Az RH nappal jó közelítéssel 1,5%-kal nagyobb 100 m-en, mint 50 m-en (a 4.21. *b)* és *d)* ábrán megadott metszési paraméterek közötti különbség). Ez a különbség szinte teljes egészében a kb.  $0,5^{\circ}\text{C}$ -os hőmérsékletkülönbségre vezethető vissza. Az éjszakai órákban a felszíntől távolodva a légkörben a hőmérséklet növekszik, a keverési arány csökken a magassággal. Ennek következtében a relatív páratartalom jelentős mértékben csökken a magassággal (4.21. *a)* és *c)* ábra). A felszínen és a légköri határrétegben megfigyelt relatív páratartalom értékek között korreláció 12 UTC-kor erős, és némileg gyengébb a 00 UTC-kor mért értékek között.

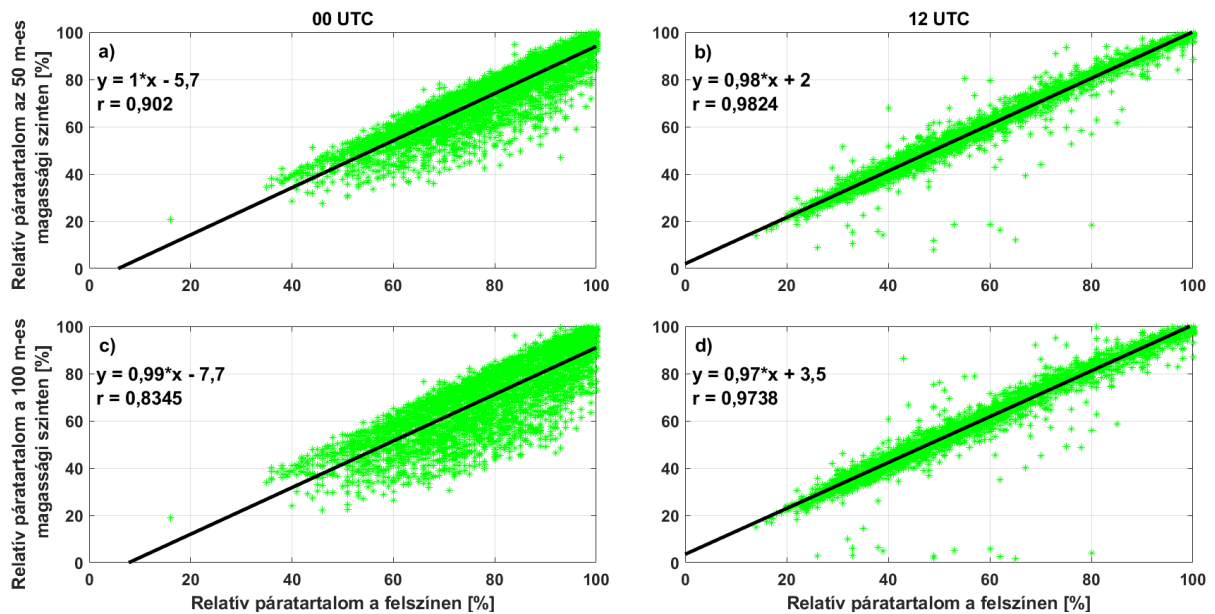
(iv) A 4.19., 4.20. és 4.21. ábrákon az egy adatpárhoz tartozó pontok sokasága nem pontosan illeszkedik a lineáris egyenesre. A pontoknak az egyenestől való eltérését reziduumnak nevezzük. A reziduálisok, vagy maradéktagok, a megfigyelt értékeknek a becsült értéktől (lineáris egyenes) való eltérését fejezik ki. A reziduálisok legkisebb mértékű szóródása a hőmérséklet esetében látható, a legnagyobbak pedig a keverési arány esetében. A hőmérséklet és a relatív páratartalom esetében a reziduálisok eloszlása napszaktól függően változik. Míg nappal szimmetrikus, addig éjszaka aszimmetrikus. A 4.22. ábra mutatja a vertikális hőmérsékleti gradiensek relatív gyakoriságát 00 és 12 UTC-kor, két különböző magasságra. A hisztogram alapján jól látható, hogy a vertikális hőmérsékleti gradiens eloszlása szimmetrikus, és a szórása kicsi a déli órákban, továbbá aszimmetrikus és a szórása is nagyobb az éjszakai órákban. A déli órákban a száraz adiabatikus hőmérsékleti gradienshez közeli értékek ( $-1,5 - -2$  °C/100m) a leggyakoribbak, ami az esetek 40 – 50%-ban jellemző. A 00 UTC-re jellemző vertikális hőmérsékleti gradiens eloszlásának módusza  $0 - -1$  °C/100m intervallumban található, az eloszlás átlagértéke  $1,5 - 2$  °C/100m és a szórása  $2 - 3$  °C/100m közötti. Az átlagértékek az eseteknek csak kb. 10%-ra jellemzőek, és a módusz előfordulási gyakorisága is csak 30% körüli. A 4.23. ábra a relatív páratartalom vertikális irányú változását meghatározó gradiensek relatív gyakoriságát mutatja be két különböző időpontra (00 és 12 UTC), valamint két különböző magassági tartományban. A hisztogramok alakja alapján megállapíthatjuk, hogy a déli órákban a vertikális gradiens eloszlása szimmetrikus, az éjszakai órákban aszimmetrikus, továbbá a szórás értéke a nappali órákban kisebb, mint éjszaka. Az ábrán jól látszik, hogy délben a gradiens átlagértéke  $0,2\%/100\text{m}$  és az eloszlás módusza  $0 - 0,05\%/100\text{m}$ . Noha ezek az értékek a két vizsgált magassági tartományban megegyeznek, az 50 – 100 m-es magassági tartományban a módusz gyakorisága kb. 70%, a 0 – 50 m-es tartományban a módusz gyakorisága csak 45 – 50%. Az éjszakai órákra jellemző gradiensek módusza  $0 - -0,5\%/100\text{m}$  tartományban van, azonban az átlagérték  $-0,1\%$  körüli. További fontos különbség a nappali és az éjszakai órák között, hogy 00 UTC-kor a módusz érték gyakorisága jóval elmarad a módusz értékek nappali órákban tapasztalt gyakoriságától.



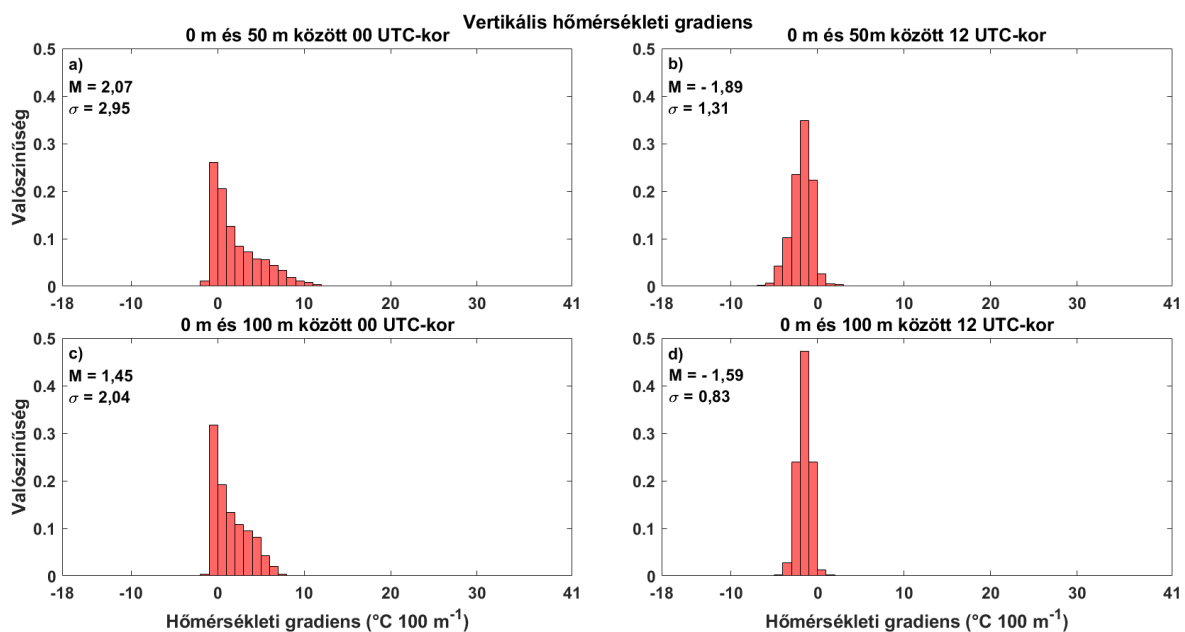
4.19. ábra. Korreláció a felszínen és a határrétegben megfigyelt hőmérséklet között 00 és 12 UTC-kor. Az adatokat Budapest meteorológiai állomáson mérték 2007 – 2018 között. Az a) és b) panelek a felszín és az 50 m-es magassági szint, a c) és d) panelek a felszín és a 100 m-es magassági szint közti korrelációt mutatják be. Az egyes paneleken az adatsorok közti korrelációt és annak erősségét az illesztett regressziós egyenes (fekete, folytonos vonal) egyenlete, valamint a korrelációs koefficiens jelöli. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)



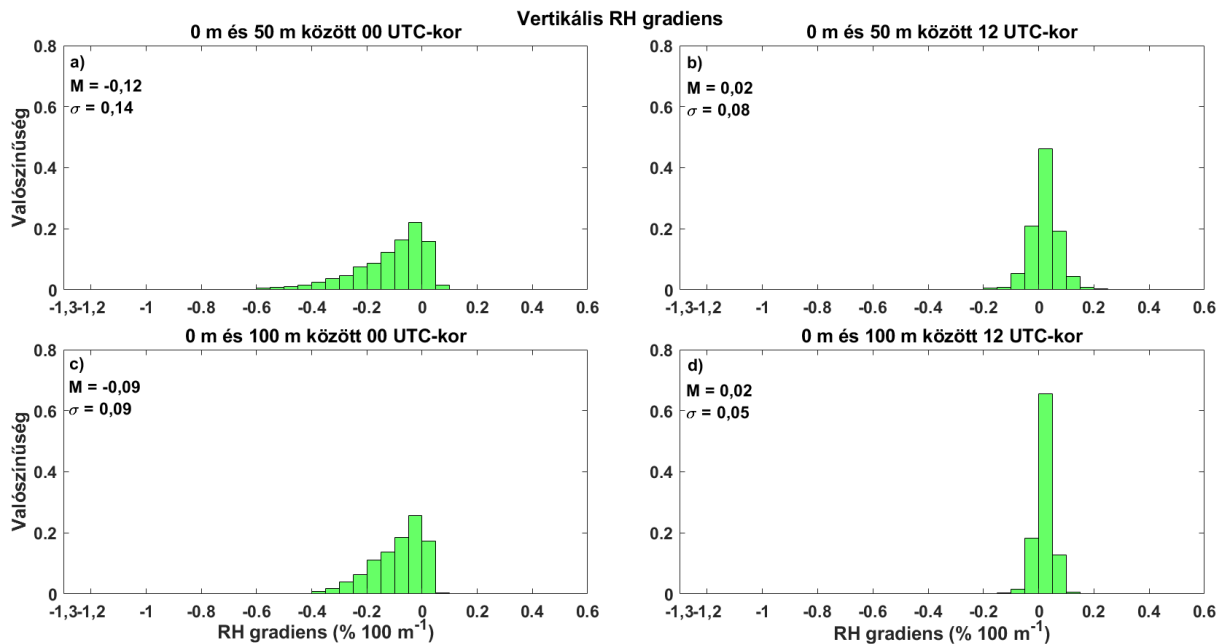
4.20. ábra. Korreláció a felszínen és a határrétegben megfigyelt keverési arány között 00 és 12 UTC-kor. Az adatokat Budapest meteorológiai állomáson mérték 2007 – 2018 között. Az a) és b) panelek a felszín és az 50 m-es magassági szint, a c) és d) panelek a felszín és a 100 m-es magassági szint közti korrelációt mutatják be. Az egyes paneleken az adatsorok közti korrelációt és annak erősségét az illesztett regressziós egyenes (fekete, folytonos vonal) egyenlete, valamint a korrelációs koefficiens jelöli. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)



4.21. ábra. Korreláció a felszínen és a határrétegben megfigyelt relatív páratartalom között 00 és 12 UTC-kor. Az adatokat Budapest meteorológiai állomáson mérték 2007 – 2018 között. Az a) és b) panelek a felszín és az 50 m-es magassági szint, a c) és d) panelek a felszín és a 100 m-es magassági szint közti korrelációt mutatják be. Az egyes paneleken az adatsorok közti korrelációt és annak erősségét az illesztett regressziós egyenes (fekete, folytonos vonal) egyenlete, valamint a korrelációs koefficiens jelöli. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)



4.22. ábra. A vertikális hőmérsékleti gradiens empirikus sűrűség függvénye 00 és 12 UTC-kor. Az adatokat Budapest meteorológiai állomáson mérték 2007 – 2018 között. Az a) és b) panelek a felszín és az 50 m-es magassági szint, a c) és d) panelek a felszín és a 100 m-es magassági szint közti gradiens gyakoriságokat mutatják be. A paneleken a gradiens gyakoriságra jellemző átlag (M) és empirikus szórás ( $\sigma$ ) értékek is feltüntetésre kerültek. A hőmérsékleti gradiens intervallumok felbontása  $1^\circ\text{C}/100\text{m}$ . (OMSZ adatok alapján saját szerk.)



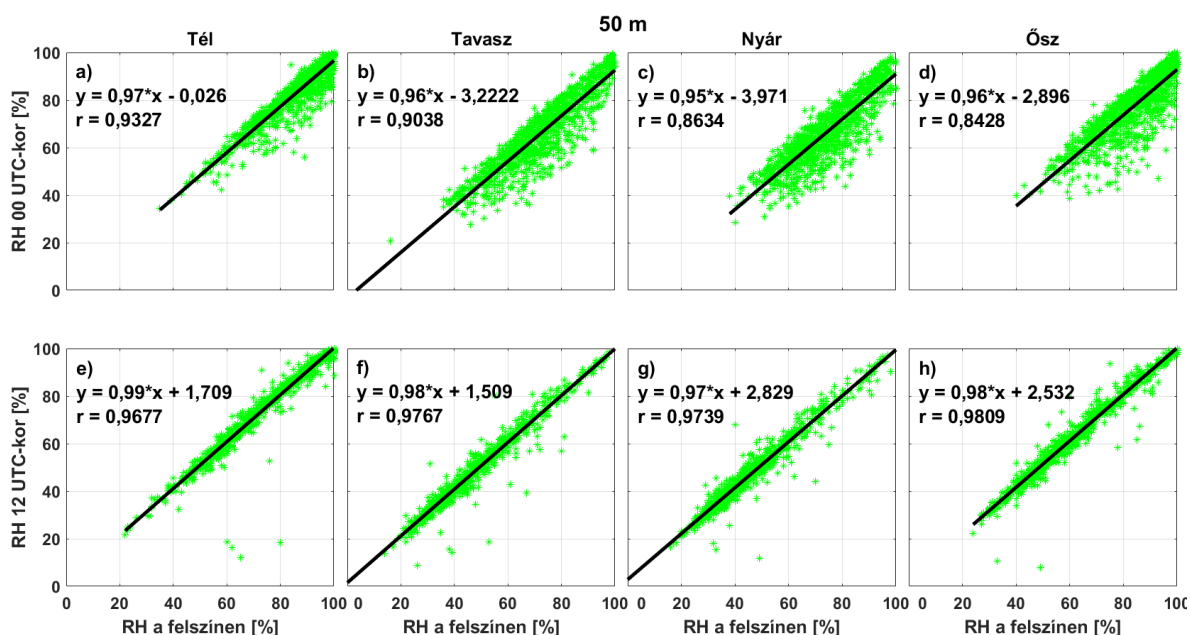
4.23. ábra. A vertikális relatív páratartalom gradiens empirikus sűrűség függvénye 00 és 12 UTC-kor. Az adatokat Budapest meteorológiai állomáson mérték 2007 – 2018 között. Az a) és b) panelek a felszín és az 50 m-es magassági szint, a c) és d) panelek a felszín és a 100 m-es magassági szint közti gradiens gyakoriságokat mutatják be. A paneleken a gradiens gyakoriságra jellemző átlag ( $M$ ) és empirikus szórás ( $\sigma$ ) értékek is feltüntetésre kerültek. A relatív páratartalom gradiens intervallumok felbontása 0,05%/100m. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)

A relatív páratartalom esetében megvizsgáltam a felszín és a határreteg alsó, 100 m-es rétege közti korrelációt évszakos felbontásban is. A felszín és az 50 m-es réteg közti korrelációt a 4.24., a felszín és a 100 m-es réteg közti korrelációt a 4.25. ábra mutatja be. Az ábrák alapján a következő összefüggéseket állapítom meg:

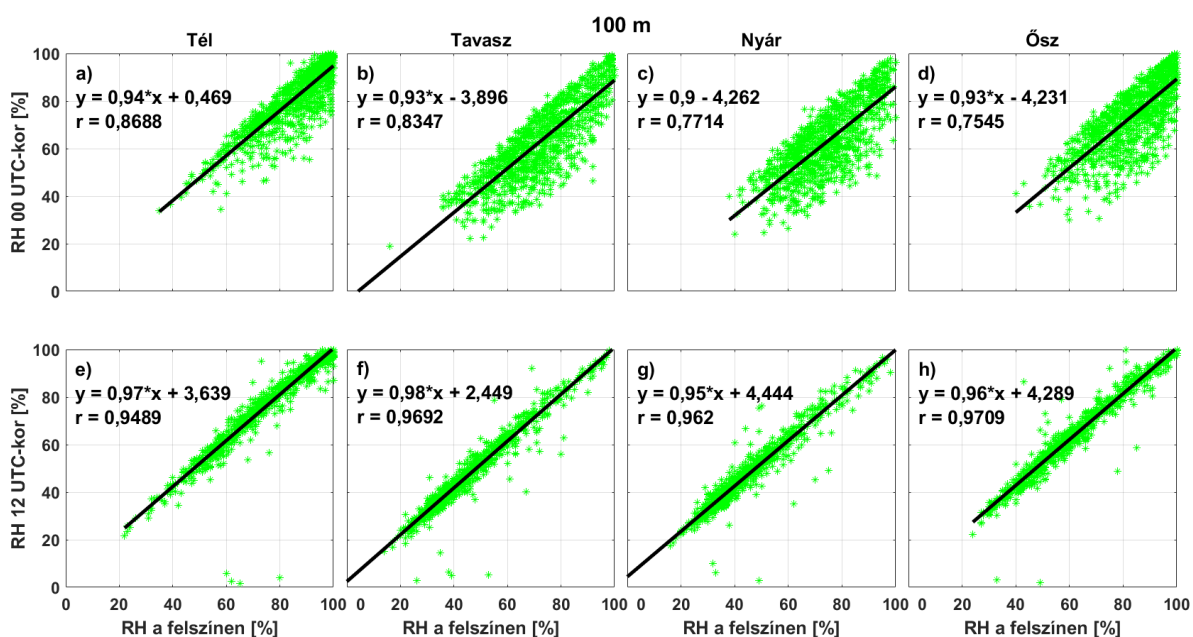
- (i) A korreláció a felszínen és a magassági szinteken megfigyelt RH között 12 UTC-kor erősebb (4.24. és 4.25. ábrák e), f), g), h) paneljei), mint a 00 UTC-kor megfigyelt értékek esetén. Mivel a felszín tulajdonságai a határretegben kialakuló folyamatokat döntően befolyásolják, ezért elvárható és az ábrák korrelációs együttható értékei alapján látható is, hogy a felszínen és az 50 m-es magassági szinten megfigyelt relatív páratartalom közti korreláció erősebb, mint a felszín és a 100 m-es szinten megfigyelt RH közti korreláció.
- (ii) Míg a 12 UTC-kor megfigyelt adatok esetén a korrelációs együttható értéke minden évszakban közel azonos, addig a 00 UTC-kor megfigyelt adatok esetén a korrelációs együtthatók szélesebb tartományban változnak.
- (iii) A lineáris egyenesek mentén megjelenő reziduálisok alapján is mutatkozik különbség a 00 és 12 UTC-s adatok között. Míg a 12 UTC-s megfigyelések esetében a rezidumok



eloszlása keskeny és szimmetrikus, addig az éjszakai adatok esetén a reziudálisok eloszlása aszimmetrikus, és a szórás is nagyobb.



4.24. ábra. Korreláció a felszín és a légkör 50 m-es szintjén megfigyelt relatív páratartalom között 00 és 12 UTC-kor, évszakos bontásban. Az adatokat Budapest meteorológiai állomáson mérték 2007 – 2018 között. Az a) és e) panelek a téli, a b) és f) panelek a tavaszi, a c) és g) panelek a nyári, a d) és h) panelek az őszi évszakokra jellemző korrelációt mutatják be. Az egyes paneleken az adatsorok közti korrelációt és annak erősségét az illesztett regressziós egyenes (fekete, folytonos vonal) egyenlete, valamint a korrelációs koefficiens jelöli. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)



4.25. ábra. Korreláció a felszín és a légkör 100 m-es szintjén megfigyelt relatív páratartalom között 00 és 12 UTC-kor, évszakos bontásban. Az adatokat Budapest meteorológiai

állomáson mérték 2007 – 2018 között. Az a) és e) panelek a téli, a b) és f) panelek a tavaszi, a c) és g) panelek a nyári, a d) és h) panelek az őszi évszakokra jellemző korrelációt mutatják be. Az egyes paneleken az adatsorok közti korrelációt és annak erősségét az illesztett regressziós egyenes (fekete, folytonos vonal) egyenlete, valamint a korrelációs koefficiens jelöli. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)

A felszín és a légköri 50 és 100 m-es rétegek között fennálló hőmérséklet, relatív páratartalom és keverési arány összefüggések vizsgálata alapján megállapítható, hogy a felszínen és a légkör alsó, 100 m-es rétegében mért paraméterek napi és évszagos menetei között szoros összefüggés létezik. Ez a megállapítás összhangban van azzal a ténnyel, miszerint a felszín jellemzői jelentősen befolyásolják a felszínközeli határrétegben zajló folyamatokat.

A rádiószonda mérések és felszíni adatok összefüggésvizsgálatának célja annak eldöntése, hogy a határrétegre jellemző RH értékek tendenciája megbecsülhető-e a felszíni mérések alapján. Az eredmények alapján megállapítható: (i) a 12 UTC-s adatok esetében erős a korreláció a felszínen és a légkör alsó, 100 m-es rétegében mért RH értékek között. (ii) Noha az éjszakai órákban is erősnek tekinthető a korreláció a felszíni és a légköri mérési adatok között, azonban a reziduumok eloszlása aszimmetrikus és a szórásuk is jelentősebb, mint a nappali órákban.

Fentiek alapján megállapítható, hogy a relatív páratartalom esetében a felszínre meghatározott tendenciákat csak a nappali órákra vonatkoztatva használhatjuk fel a felszín közeli levegőre jellemző tendenciák meghatározásához.

## **4.II. A talaj hatása a levegő nedvességtartalmára**

Kutatásom második szakaszában a talaj hőmérsékletének és nedvességtartalmának ködképződésre gyakorolt hatását vizsgáltam meg. A dolgozat korábbi fejezeteiben már ismertettem a talaj ködképződésre gyakorolt hatásáról szóló kutatási eredményeket, továbbá bemutattam a ködképződés szempontjából releváns felszín és a légkör között lejátszódó látens- és szenzibilis hőfluxus folyamatokat és a vertikális vízgőz transzportot. Kutatásom motivációjaként Adhikari és Wang (2020) megállapítása szolgált, miszerint a talaj felszínéről elpárolgó talajnedvesség hozzájárul a ködképződéshez. A talaj felszínéről történő párolgás meghatározása napjainkban is kihívást jelent megfigyelési és modellezési szempontból egyaránt. Megfigyelési szempontból a párolgás mértékének meghatározására a talajba süllyesztett, talajjal kitöltött liziméter használata (Baalousha et al., 2022) gyakran alkalmazott

módszer. A felszínről történő párolgás becslésére az általánosabb célú meteorológiai modellek mellett talajtani modellek is használhatók. Ilyen talajtani modell pl. a HYDRUS-1D is, melyet kutatásom során használtam. A HYDRUS-1D egy széles körben alkalmazott, ingyenesen telepíthető és használható modell. A kutatási előzmények tanulmányozása során több olyan cikket találtam, amelyben a HYDRUS-1D –t használták a felszíni párolgás becslésére (pl.: Adhikari és Wang, 2020). Hátránya, hogy a forráskódja nem elérhető, ezáltal szabadon nem fejleszhető.

#### 4.II.1. A HYDRUS-1D-ben alkalmazott futtatási környezet bemutatása

A valós, ködös időjárási eseményekre vonatkozó szimulációkat a 4.17.01.40 verziószámú HYDRUS-1D numerikus modellel (Šimůnek et al., 2013, a használt verzió fejlesztői: J. Šimůnek, M. Šejna, és M. Th. van Genuchten) végeztem. A kutatás célja annak becslése volt, hogy a talaj felszínének párolgása hogyan befolyásolja a ködképződését. A HYDRUS-1D segítségével vizsgálhatók a talajban zajló horizontális, vagy vertikális hőmérséklet és nedvesség áramlási folyamatok, valamint a légkör és a talaj közti kölcsönhatások (Shelia et al., 2018).

A numerikus szimulációk során a talaj – légkör közti kölcsönhatások vizsgálatához a következő modell beállításokat választottam:

- (i) A talajban található víz és vízgőz áramlását, valamint a hő transzportot modelleztem egy, vertikális kiterjedésben homogén anyagú, 0,5 m mély talajszelvényben. Ezt a szelvényt négy rétegre osztottuk fel a talajszelvény feltárás során észlelt genetikai rétegződés szerint. A réteg szerinti felosztás jelentősége abban áll, hogy a modell az egyes rétegekben külön-külön számítja a nedvességmérleget. A szimulációt minden esetben a vizsgált eseményt jóval megelőző időpontban kezdtem, ami lehetővé teszi a modell számára a talaj paramétereinek valós helyzetű kifejlődését a köd kialakulásának időpontjára a légköri feltételek figyelembevételével (*spin-up*). Ez azt jelenti, hogy a szimulációk időtartama helyi időben a köd kialakulását megelőző nap 00:00-tól a köd disszipációjának napján 24:00-ig terjed. A kezdeti időlépést 10 s-nak választottam, ami a modellezés során pontosabb számítást tesz lehetővé, valamint a talajtextúra alapján is indokolt. A modell lehetővé teszi az adaptív időlépcső alkalmazását. (A numerikus megoldás stabilitásának biztosítását figyelembe véve változtatható az időlépcső köz.) A modellfuttatás számára szükséges légköri mennyiségeket  $t=10$  s-tól kétórás időintervallumban adtam meg.

- (ii) A talaj felszínéről történő párolgást jelentős mértékben befolyásolják a légköri jellemzők. Mivel a modell csak a talajban és a talaj felszínén lejátszódó folyamatokat képes szimulálni, a légköri jellemzők (2 m-en mért relatív páratartalom és minimum és maximum hőmérséklet, csapadék, beérkező rövidhullámú sugárzás és 10 m-en mért szélesség és felhőborítottság) határfeltételként szerepelnek a számításokban. Ennek megfelelően a számítások elvégzéséhez a „légkör által alakított határfeltétel felszíni lefolyással” elnevezésű opciót választottam. A talajszelvény alsó határán – 0,5 m mélységben – a „konstans víztartalom” elnevezésű opciót választottam. Ez a választás összhangban van a mérési eredményeinkkel, miszerint a talajnedvesség a vizsgált időtartamokban állandó volt ebben a mélységben. A talajnedvesség transzportot a van Genuchten-Mualem-féle sémával határoztam meg (*15 és 16. egyenletek*) elhanyagolva az ún. hiszterézis hatást. A HYDRUS-1D-be beépített „Talaj katalógus” lehetővé teszi a modellezni kívánt talajszelvény textúrájának és a hozzá kapcsolódó hidraulikus paramétereknek a kiválasztását. A vizsgált területre jellemző talajtextúra az iszapos típusba sorolható, melynek hidraulikus paramétereit a *4.1. táblázat* tartalmazza.
- (iii) A talajnedvesség vertikális transzportja mellett a talajban lejátszódó hőtranszportot is meghatároztam. A talajszelvény hőmérséklet változásának kiszámolásához meg kell határozni a felszíni és a talaj szelvény alsó határához tartozó határfeltételeket. A lehetséges opciók közül – a felszíni és alsó rétegre vonatkozóan egyaránt – a „hőmérséklet határfeltétel” elnevezésű opciót választottam, amely lehetővé teszi a légkör és a talajprofil közti hőcserét. A hőmérséklet transzportjának modellezéséhez Chung és Horton (1987) által javasolt egyenletet (*19. egyenlet*) használtam. A hőtranszport számolásához szükséges paramétereket a *4.2. táblázat* tartalmazza. A táblázat első két sorában található a szilárd és szerves frakció arányát jelölő adat, ami a talajból vett minta alapján került meghatározásra. A további adatok (b1, b2 és b3) a választott vályog textúrához tartozó hőtranszport paramétereit jelöli (ebben az esetben csak agyag, homok és vályog frakciókat kínált opcióként a modell). A fentiek mellett a talaj szilárd és szerves frakcióihoz, valamint a vízhez tartozó térfogati fajlagos hőkapacitás került feltüntetésre a táblázatban.
- (iv) A felhőzet, ködös időjárási helyzetekben pedig a köd jelentősen befolyásolja a felszíni sugárzás egyenletét. Ezen hatás figyelembevételét a „szoláris besugárzás felhőzet szimuláció alkalmazásával” opció választása teszi lehetővé, amelyet a felhőborítottsággal lehet számszerűsíteni. A talaj felszínéről történő párolgást a FAO Penman-Monteith egyenlet (FAO, 1990) alapján számolta ki a modell. Az egyenlet a következő

paramétereket veszi figyelembe: besugárzás, talajból származó hőfluxus, átlaghőmérséklet, szélesség, vízgőznyomás hiány. Wang és munkatársai (2021) is ezt az egyenletet használták a potenciális evapotranszpiráció modellezésére Észak-Kína területén. Kutatásuk során azt találták, hogy a talajnedvesség transzport és az evapotranszpiráció között szoros kölcsönhatás áll fenn, továbbá rávilágítottak arra, hogy az evapotranszpiráció befolyásolja a talajnedvesség profilját. Azonban mivel az általam tanulmányozni kívánt ködös események a téli időszakban alakultak ki, ezért a növényzet párolgató hatását figyelmen kívül hagytam a szimulációk során.

- (v) Mért talajnedvesség tartalom (vagy szívóerő), valamint talajhőmérséklet adatok szolgáltatják a modell számára a kezdeti feltételeket. Ezekkel az adatokkal a HYDRUS grafikus felületén jellemezhetjük a talajprofil. Ebben a modulban a teljes talajszelvényre vonatkozóan vertikálisan 101 szintre tagolva, 5 mm-es térbeli felbontással adtam meg a kezdeti feltételeket. Ez azt jeleneti, hogy a modell számítások térbeli felbontása 5 mm. Ebben a modulban határozzuk meg a talaj anyagi minőségét, rétegeit, továbbá azon pontok koordinátáját is, amelynél ábrázolni kívánjuk a számítások eredményét.

4.1. Táblázat. Az iszapos talajtextúra típusra jellemző hidraulikus paraméterek. (Az adatok forrása a HYDRUS-1D-ben található „Soil Catalog”)

$\theta_r$ (Holtvíz tartalom) [ $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ ]	0,034
$\theta_s$ (Maximális víztelítettség) [ $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ ]	0,46
$\alpha$ (van Genuchten illesztési paraméter) [ $\text{m}^{-1}$ ]	1,6
$n$ (van Genuchten illesztési paraméter) [-]	1,4
$K_s$ (Telített hidraulikus vezetőképesség) [ $\text{ms}^{-1}$ ]	$6,9 \cdot 10^{-7}$
$l$ (Pórus átjárhatósági paraméter a vízvezetőképesség függvényében) [-]	$5 \cdot 10^{-1}$

4.2. Táblázat. A modellezés során alkalmazott hőtranszport paraméterek. (Az adatok forrása: az első és második sorban szereplő paraméterek a talajminta vizsgálatából származó adatok, a többi sorban szereplő paraméter forrásul a HYDRUS-1D beállításai szolgáltak)

A szilárd fázis térfogat aránya [-]	$5,1 \cdot 10^{-1}$
A szerves anyag térfogat aránya [-]	$3,1 \cdot 10^{-2}$
Hosszmetszeti hődiszperzivitás [m]	$5 \cdot 10^{-2}$
Hővezetési tényező $b_1$ [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ]	$2,4 \cdot 10^{-1}$
Hővezetési tényező $b_2$ [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ]	$3,9 \cdot 10^{-1}$
Hővezetési tényező $b_3$ [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ]	1,5
Szilárd fázis térfogati hőkapacitása ( $C_n$ ) [ $\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ ]	$1,9 \cdot 10^6$
Szerves anyag térfogati hőkapacitása ( $C_o$ ) [ $\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ ]	$2,5 \cdot 10^6$
Víz térfogati hőkapacitása ( $C_w$ ) [ $\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ ]	$4,2 \cdot 10^6$

#### 4.II.2. Esettanulmányok

A ködös események és az eseményekhez tartozó meteorológiai és talajtani adatok a pogányi reptér (a 4.1. ábrán szereplő Pécs mellett) meteorológiai műszerkertében kerültek rögzítésre.

##### 4.II.2.a. Mérési adatok

##### 4.II.2.aa. Légköri adatok

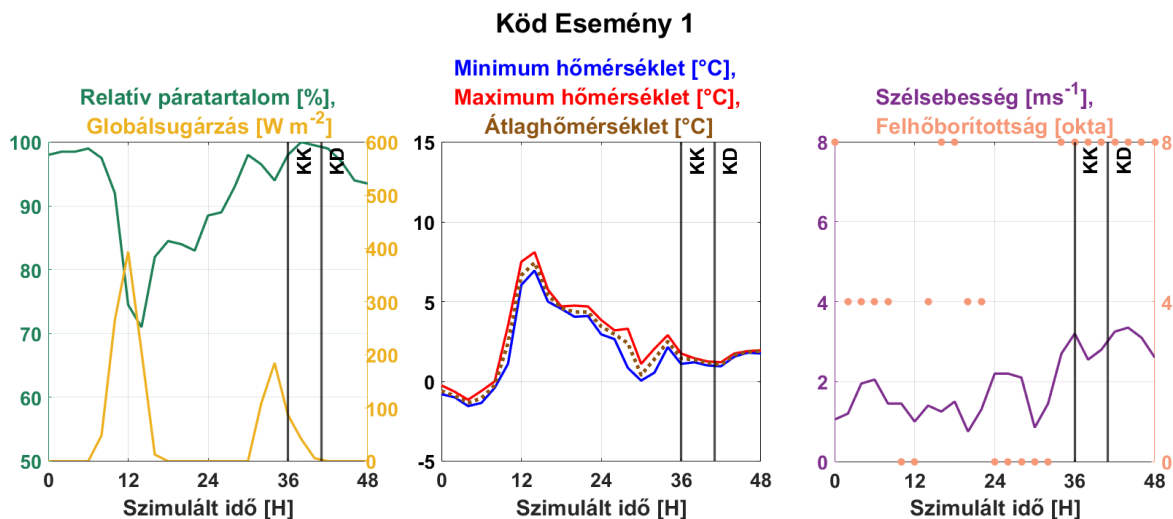
A modell futtatásokhoz négy, valós ködös eseményt választottam ki, ezek közül három **sugárzási köd** (KE1, KE2 and KE4), egy pedig **felhőalap süllyedéssel kialakult köd** (KE3) (Gandhi et al., 2024). A kiválasztott ködös események két, egymást követő téli időszakban alakultak ki Magyarország területén (4.3. táblázat). A táblázat tartalmazza a köd időtartamát és típusát, valamint a ködös események numerikus szimulációjának a felfutási idővel meghosszabbított időtartamát.

#### 4.3. Táblázat. A tanulmányozott ködös események periódusai, típusai.

Köd időtartama	A numerikus szimuláció időtartama	A köd típusa és jelölése
2020.11.24. 12:00 – 17:00	2020.11.23. – 2020.11.24.	KE1 (sugárzási)
2020.01.03. 7:00 – 2020.01.04. 8:00	2020.01.02. – 2020.01.04.	KE2 (sugárzási)
2021.02.01. 23:00 – 2021.02.03. 4:00	2021.01.31. – 2021.02.03.	KE3 (felhő alap süllyedés)
2020.01.12. 14:00 – 2020.01.19. 4:00	2020.01.11. – 2020.01.19.	KE4 (sugárzási)

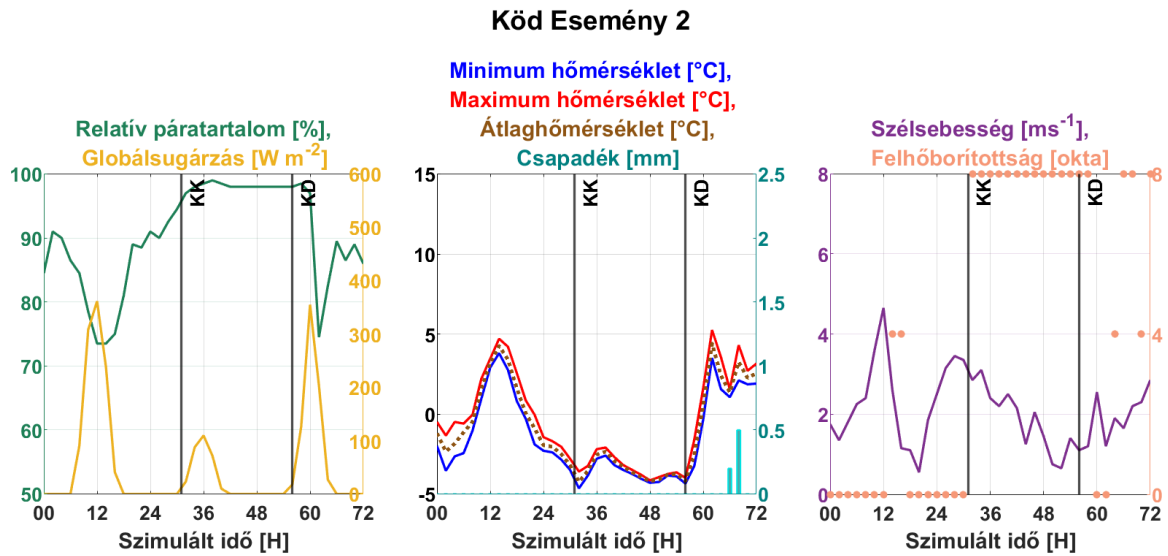
A felszín közeli légkör időbeli fejlődésének leírására a tanulmányozott területen megfigyelt meteorológiai paraméterek adatsorait használtam. Ezek a következők voltak: kétórás időtartamon belül mért minimum és maximum hőmérséklet; kétórás akkumulált csapadék; kétórás időszakra átlagolt relatív páratartalom, globálsugárzás és szélesebbég, valamint felhőborítottság. A méréseket a pogányi meteorológiai állomáson végezték. A felhőborítottság index meghatározásához a megfigyelt adatokat az egyszerűbb kezelhetőség miatt csak 3 osztályba soroltam, így derült, részben felhős és borult égbolt, azaz 0, 4 vagy 8 okta jellemzi a felhőzet fedettségét. A légköri input adatokat (továbbá a légköri kétórás átlaghőmérsékletet) a négy vizsgált esetre a 4.26., 4.27., 4.28. és 4.29. ábrák szemléltetik. Az ábrák alapján a légkör állapota az alábbiakkal jellemezhető:

- (i) Míg a ködös eseményen kívüli időszakban a hőmérséklet, a sugárzás és a relatív páratartalom napi menet szerint változik, addig a köd időtartama alatt a hőmérséklet és a relatív páratartalom csak kismértékben változik.
- (ii) A második és a harmadik ködös esemény során a relatív páratartalom kb. 75%-ról 100% közelébe növekszik már a köd kialakulása előtt 12 – 24 órával. A negyedik ködös eseményt megelőzően mérték a legalacsonyabb RH értéket, 56,5%-ot a szimuláció első napján. A második napon, a köd kialakulásának napján, a délben mért napi minimum érték már 77% volt. Tehát a légtér telítettséghez közeli állapotban volt már a napi maximum hőmérséklet kialakulásának idején is, ezért az ezt követő lehűlés hatására a kora délutáni órákban kialakulhatott a köd.
- (iii) A harmadik ködös eset során jelentős mennyiségű csapadék hullott a ködképződést megelőzően.
- (iv) Az első, a második és a negyedik ködös esemény során a felhőborítottság alacsony volt (derült, vagy részben felhős), ami feltehetően jelentős szerepet játszott a **kisugárzási köd** létrejöttében.
- (v) A harmadik esetben – a feltehetően réteges szerkezetű felhőzetből – hosszú időszakon keresztül hullott csapadék. Ebben az esetben a párolgó csapadék, továbbá a felhőalap süllyedése vezethetett a köd képződéshez.

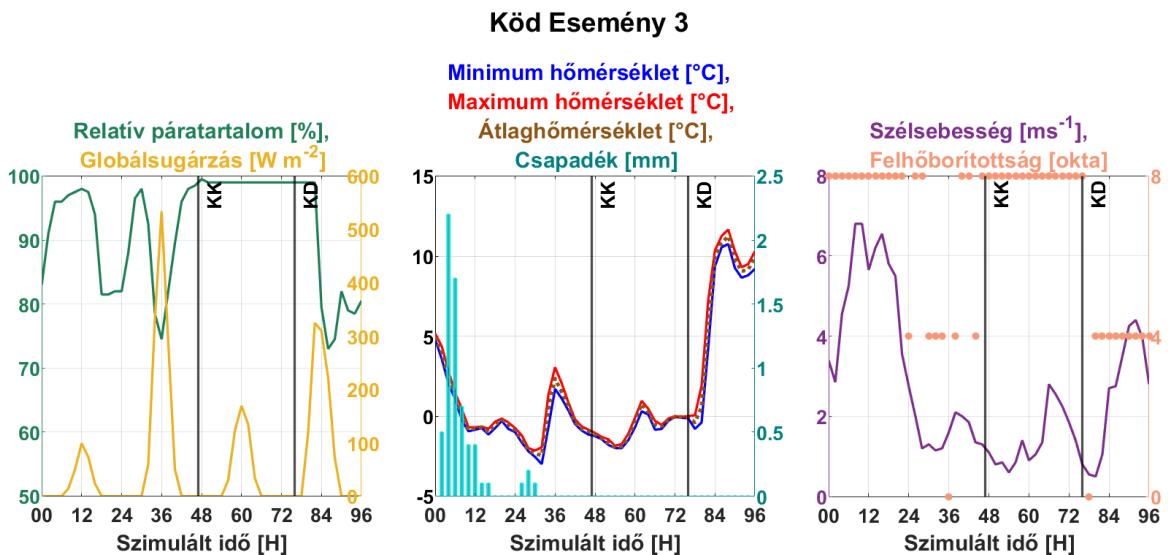


4.26. ábra. A megfigyelt légköri paraméterek időbeli változása 2020. november 23. és 24. között. A függőleges, folytonos, fekete vonalak mentén található „KK” rövidítés a köd kialakulását, a „KD” rövidítés a köd disszipációját jelenti. Az y-tengelyek skálájának színe megegyezik a skálázott paraméter nevének és görbéjének színével, kivéve a minimum, a maximum és az átlaghőmérséklet esetét, ahol csak a paraméter neve és a görbe színe mutat egyezést. A minimum, a maximum és az átlaghőmérséklet a kétórás időtartamon belül mért

minimális, maximális és átlagos (a minimum és maximum hőmérsékletek átlaga) hőmérsékletet jelentik. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)



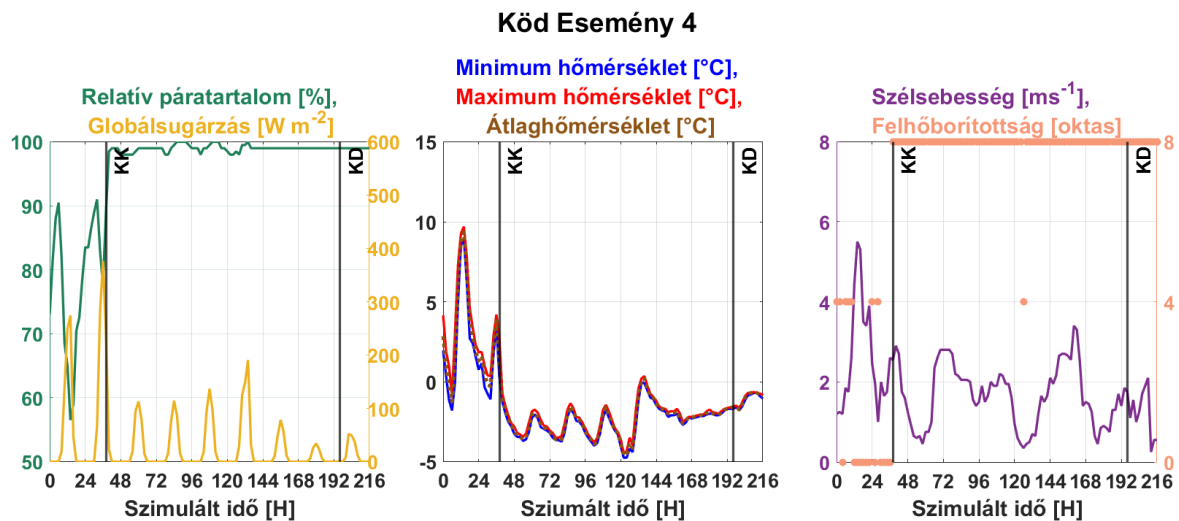
4.27. ábra. A megfigyelt légköri paraméterek időbeli változása 2020. január 2. és 4. között. A függőleges, folytonos, fekete vonalak mentén található „KK” rövidítés a köd kialakulását, a „KD” rövidítés a köd disszipációját jelenti. Az y-tengelyek skálájának színe megegyezik a skálázott paraméter nevének és görbéjének színével, kivéve a minimum, a maximum és az átlaghőmérséklet esetét, ahol csak a paraméter neve és a görbe színe mutat egyezést. A minimum, a maximum és az átlaghőmérséklet a kétórás időtartamon belül mért minimális, maximális és átlagos (a minimum és maximum hőmérsékletek átlaga) hőmérsékletet jelentik. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)



4.28. ábra. A megfigyelt légköri paraméterek időbeli változása 2021. január 31. és február 3. között. A függőleges, folytonos, fekete vonalak mentén található „KK” rövidítés a köd kialakulását, a „KD” rövidítés a köd disszipációját jelenti. Az y-tengelyek skálájának színe megegyezik a skálázott paraméter nevének és görbéjének színével, kivéve a minimum, a maximum és az átlaghőmérséklet esetét, ahol csak a paraméter neve és a görbe színe mutat egyezést. A minimum, a maximum és az átlaghőmérséklet a kétórás időtartamon belül mért



minimális, maximális és átlagos (a minimum és maximum hőmérsékletek átlaga) hőmérsékletet jelentik. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)



4.29. ábra. A megfigyelt légköri paraméterek időbeli változása 2020. január 11. és 19. között. A függőleges, folytonos, fekete vonalak mentén található „KK” rövidítés a köd kialakulását, a „KD” rövidítés a köd disszipációját jelenti. Az y-tengelyek skálájának színe megegyezik a skálázott paraméter nevének és görbéjének színével, kivéve a minimum, a maximum és az átlaghőmérséklet esetét, ahol csak a paraméter neve és a görbe színe mutat egyezést. A minimum, a maximum és az átlaghőmérséklet a kétórás időtartamon belül mért minimális, maximális és átlagos (a minimum és maximum hőmérsékletek átlaga) hőmérsékletet jelentik. (OMSZ adatok alapján saját szerk.)

#### 4.II.2.ab. Szelvényleírás és talajtani paraméterek

A talajnedvesség (Teros-12) és mátrixpotenciál (szívóerő) szenzorok (Teros-21) elhelyezése során feltártuk a pogányi meteorológiai műszerkertben vizsgálandó talajréteget 0,5 m mélységig. A feltárt talajszelvényt négy genetikai talajsintre osztottuk fel, amelyek fizikai tulajdonságaikban különböznek az őket körülvevő rétegektől. A feltárás során 4 réteget különítettünk el egymástól: Ah (0 – kb. 9,5 cm mélységig), A (kb. 10 – 20 cm mélységig), Bk (kb. 20,5 – 38 cm mélységig) és BCk (kb. 38,5 – 50 cm mélységig). Az egyes szintek jelölésének megnevezése a következő: Ah: bolygatatlan humuszos kilúgzási szint, A: kilúgzási szint, Bk: felhalmozódási szint és BCk: a felhalmozódási és a talajképző kőzetek közötti átmeneti szint. A Függelékben csatoltam a talajszelvény jegyzőkönyvét.

Mind a két szenzor típust elhelyeztük a 10, a 20 és az 50 cm-es mélységben. A talajszelvény textúrájának és a talajrétegek összetételének meghatározása miatt, valamint a szenzorok kalibrációját elősegítendő az elhelyezett mérőeszközök közvetlen közeléből talajmintát vettünk. 10, 20 és 50 cm mélységben, továbbá indokoltnak láttuk 38 cm-es mélységből is mintát venni a talajból. A mintavételezés a helyszíni felmérés során feltárt,

elkülönülő talajsintek szerint történt. A 38 cm-es mélységben történő mintavételezést azért emelem ki, mert itt ugyan nem helyeztünk el szenzort, de a talajszelvény felépítése miatt célszerű volt a mintavételezés ebben a mélységben is. A talajszelvényben megfigyelhető, egymástól elkülönülő rétegeket a 4.30. ábra, a laboratóriumi mérésre előkészített mintákat a 4.31. ábra mutatja.



4.30. ábra. A vizsgált talajszelvény a pogányi meteorológiai műszerkertben. A mintavételezés napja: 2022.05.26. (Czigány Sz. fotója)



4.31. ábra. A mintavételezés során, különböző mélységű talajrétegekből gyűjtött talajminták előkészítése laboratóriumi vizsgálatokhoz. A talajminták tálcáján lévő címkék feliratozásának magyarázata: „PR” jelölés a pogányi reptér rövidítése, a megjelölt mélységi adat pedig a mintavételezés helyének mélységét mutatja. (saját felvétel)

Laboratóriumi előkészítés során a talajmintákból 5%-os HCl oldattal a  $\text{CaCO}_3$ -t és  $\text{H}_2\text{O}_2$  oldattal a szerves anyagot eltávolítottuk. A talajminták szemcseeloszlását kollégám lézerdiffrakciós részecskeeloszlás módszerrel határozta meg (Malvern MasterSizer 3000, Malvern Panalytical Ltd., Malvern England, Egyesült Királyság). A talajmintákat nátrium-hexametafoszfáttal kémiailag, illetve a Malvern MasterSizer beépített ultraszónikus berendezésével diszpergáltuk. A mérést háromszor végezte el a lézeres szemcseanalizátor. Ennek segítségével meghatároztuk az egyes szemcseméret frakciókhoz tartozó eloszlásokat. A szemcseméret frakciókhoz tartozó eloszlások meghatározásához az USDA (The United States Department of Agriculture) talajtextúra osztályozását használtuk, továbbá a szemcseméret eloszlás meghatározása az ISS (International Soil Science Society, illetve ISO 14688-1:2017) előírásainak is megfelelően történt. A különböző mélységből vett talajminták szemcseméret eloszlását a 4.4. táblázat mutatja be. Az eredmények alapján a 10 és 20 cm-es

talajrétegek iszapos, a 38 és 50 cm-es mélységből vett minták pedig iszapos vályog textúrát mutatnak.

4.4. *Táblázat.* A talajszelvény különböző mélységű szintjeiről vett talajminták szemcseméret eloszlása. A frakciók megnevezése és a szemcseméret az USDA talajtextúra osztályozása alapján került meghatározásra.

Frakció és a jellemző szemcseátmérő	Talajminta mélysége és a frakcióhoz tartozó szemcseméret eloszlás %-os aránya			
	10 cm	20 cm	38 cm	50 cm
agyag: <2 $\mu\text{m}$	1,04	1,03	1,32	1,27
iszap: 2 $\mu\text{m}$ - 50 $\mu\text{m}$	87,37	80,85	77,61	68,56
nagyon finom homok: 50 $\mu\text{m}$ - 100 $\mu\text{m}$	10,75	15,83	20,4	28
finom homok: 100 $\mu\text{m}$ - 250 $\mu\text{m}$	0,81	2,25	0,69	2,17
közepes homok: 250 $\mu\text{m}$ - 500 $\mu\text{m}$	0,03	-	-	-

Szecsódi et al. (2021) a lézeres szemcseeloszlás mérések esetében új megközelítést javasolt a szemcseméret-kategóriák meghatározására. Az eddig használt 2 helyett, 7  $\mu\text{m}$ -es szemcseátmérőt javasolt a talajmintákban található agyagfrakció felső határául. Figyelembe véve ezt a javaslatot iszap textúra helyett iszapos vályog lenne a megfelelő textúra. Elvégeztem az újraosztályozást az agyagfrakció felső határának módosításával. A Függelékben bemutatom a korábbi és az új szemcseméret-eloszlás alapján készült kategorizálást. A 4.5. *táblázat* mutatja a hidraulikus vezetőképesség meghatározásához használt legfontosabb paramétereket a két textúra típus esetén.

4.5. *Táblázat.* Az iszap és iszapos vályog textúra típusok telített és reziduális nedvességtartalma, telített vízvezetőképessége, valamint a van Genuchten paraméterei

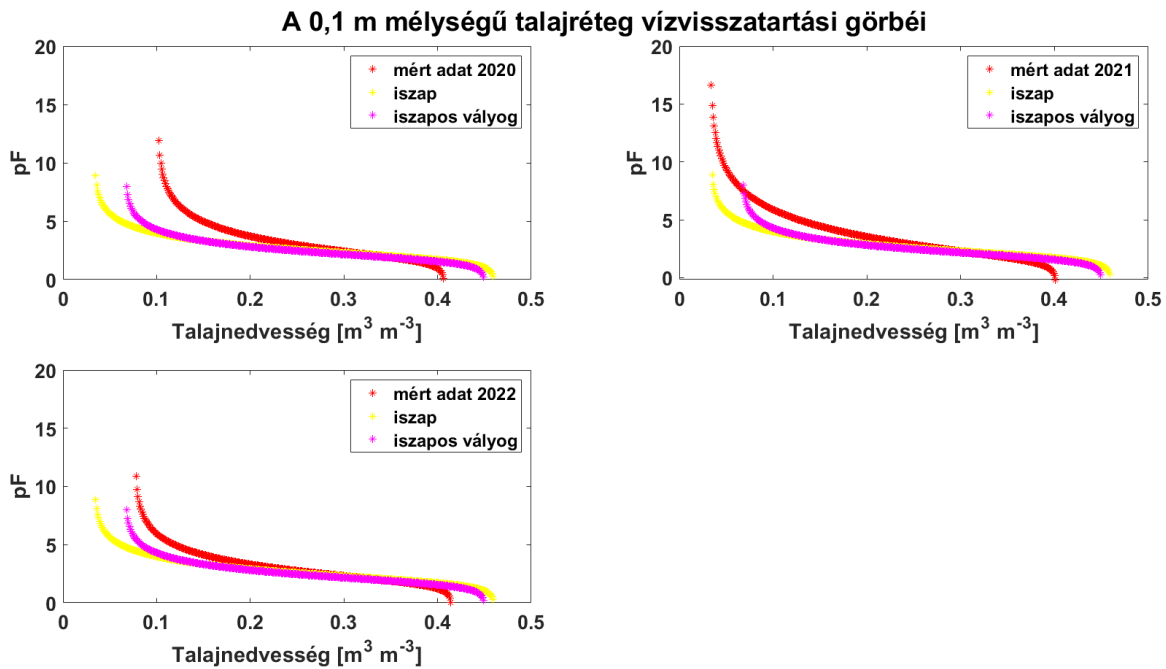
	<i>Iszap</i>	<i>Iszapos vályog</i>
$\theta_s [m^3 m^{-3}]$	0,46	0,45
$\theta_r [m^3 m^{-3}]$	0,034	0,067
$K_s [ms^{-1}]$	$6,9 \cdot 10^7$	$1,2 \cdot 10^6$
$n [-]$	1,37	1,41



A talajnedvességet a 10, a 20 és az 50 cm-es mélységben elhelyezett talajnedvesség és a mátrixpotenciál szenzorokkal mértük, az adatok rögzítése 30 perces időbeli felbontással történt. Az adatok 2018.07.20. napja óta állnak rendelkezésünkre, azonban a talaj nedvességtartalmára vonatkozó adatokat csak 2020. évtől kezdődően használtuk. Ugyanis a telepítéstől számított 1,5 éven belül gyakori volt az adathiány, továbbá a talaj szerkezete – közvetlenül a bolygatást követően – még nem volt reprezentatívnak tekinthető.

A talajhőmérséklet adatokat – hasonlóan a légköri adatokhoz – a Meteorológiai Adattárból töltöttem le. A talajhőmérsékletet a HungaroMet Magyar Meteorológiai Szolgáltató Nonprofit Zrt. tulajdonát képező Vaisala DTS12G (Vaisala Oyj, Vantaa, Finnország) típusú talajhőmérői mérték egyórás időbeli felbontással 5, 10, 20 és 50 cm-es mélységben. A felszínre vonatkozó talajhőmérséklet adatokat a „felszínközeli hőmérséklet órás minimuma” elnevezésű adatból nyertem. Ez a paraméter a levegő hőmérsékletét jellemzi a felszín felett 5 cm-es magasságban. A számítások során feltételeztük, hogy ez a hőmérséklet megegyezik a talajfelszín hőmérsékletével. Talajnedvesség adat a talajfelszínre vonatkozóan nem állt rendelkezésemre, ez bizonytalanságot okoz a kezdeti feltételeket illetően.

A talajnedvesség adatok megbízhatóságát a talajnedvesség és a mátrixpotenciál szenzorok által mért adatok összehasonlításával, a vízvisszatartási görbék meghatározásával becsültem meg. A vízvisszatartási görbéket a szenzorok által mért talajnedvesség és mátrixpotenciál adatokból állítottam elő három különböző mélységre. A 2020-ban, a 2021-ben és a 2022-ben mért adatokból rendre meghatároztam a különböző talajrétegekre jellemző vízvisszatartási görbéket. A talajnedvesség és mátrixpotenciál közti összefüggés jellemzésére a *9. egyenletet* és a *4.5. táblázatban* bemutatott adatokat használtam. A *4.32. ábra* mutatja a 10 cm-es mélységben elhelyezkedő talajrétegre jellemző pF-görbét (a 20 és 50 cm-es mélységű rétegek pF-görbéjét nem mutatom be a dolgozatban, mert alakjuk hasonló a 10 cm-es talajréteg görbéjéhez). Az ábrán a talajnedvesség és mátrixpotenciál szenzorok által 2020, 2021 és 2022. években mért adatokból készített pF-görbét, valamint az összehasonlíthatóság érdekében az iszapos és iszapos vályog textúrák elméleti vízvisszatartási görbéit is feltüntettem.



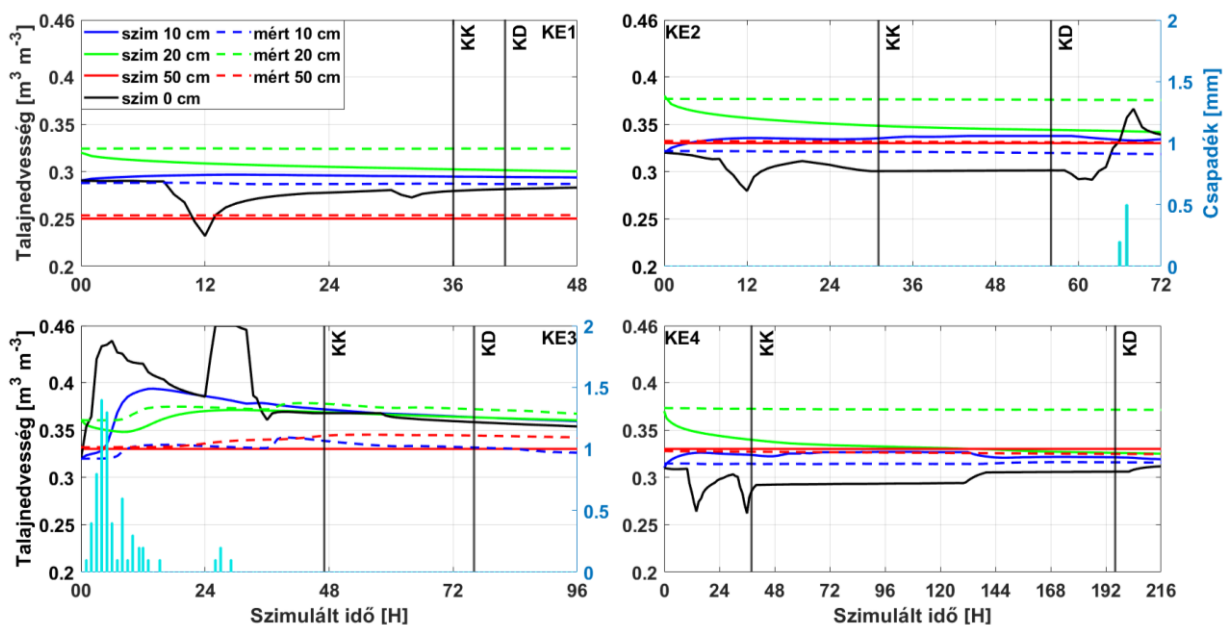
4.32. ábra. A 10 cm mélységű talajréteg vízvisszatartási görbéje a 2020, 2021 és 2022. években mért talajnedvesség és szívóerő adatok alapján (\*). Az iszapos (\*) és az iszapos vályog (\*) textúrákra jellemző elméleti pF-görbéket is feltüntettem (adatok forrása a HYDRUS kézikönyv (Šejna et al., 2022) 7. táblázat [63. o.] (saját szerk.))

A 4.32. ábrán látható, hogy a talajnedvesség és mátrixpotenciál szenzorok által mért adatokból szerkesztett pF-görbe a 0,2 – 0,4 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>-es tartományban jó közelítéssel megegyezik a talajszelvényre jellemző textúrák elméleti pF-görbéjével. Ebből azt a következtetést vonhatjuk le, hogy az eltérő módon meghatározott talajnedvesség adatok konzisztensek a fenti talajnedvesség tartományban. Továbbá a 4.32. ábrán található pF görbék összehasonlítása alapján arra a következtetésre jutottam, hogy amennyiben az agyagfrakció határát megemelném 2-ről 7 μm-re, ebben az esetben sem térnének el lényegesen az iszapos és iszapos vályog textúra eredményei, ugyanis a két textúra típus pF görbéi széles talajnedvesség tartományban átfedik egymást.

A 4.33. és 4.34. ábrák mutatják a különböző mélységekben megfigyelt és szimulált talajnedvesség és talajhőmérséklet időbeli változását, valamint a megfigyelt, egyórás akkumulált csapadék időbeli alakulását a négy különböző ködös esemény esetén. A megfigyelt talajnedvesség adatok alapján a talaj mind a négy eset során telítetlen maradt még a csapadékos esetekben is. A legnagyobb talajnedvességet mind a négy ködös esemény során a 20 cm-es rétegben mértük, továbbá a KE1 eset kivételével mindegyik ködös esemény során az 50 cm-es mélységben mért talajnedvesség nagyobb volt, mint a 10 cm-es rétegben mért

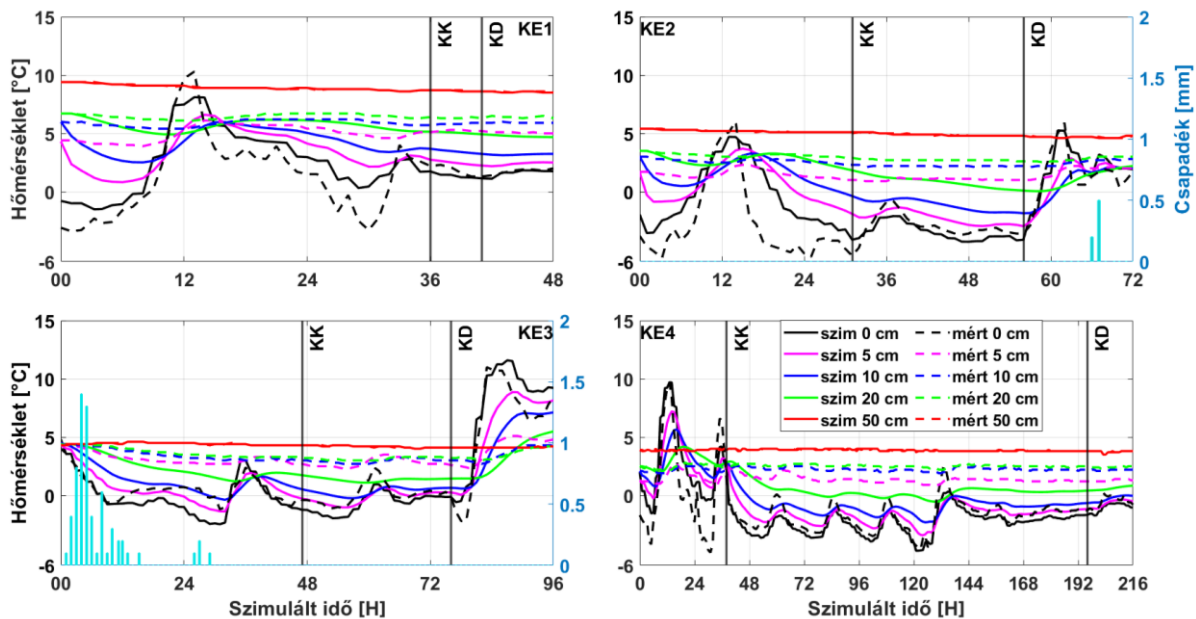
érték. A talajnedvesség a különböző mérési pontokban a  $0,3$  és a  $0,38 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$  közötti tartományban változott a január és február hónapban megfigyelt KE2, KE3 és KE4 során. Azonban KE1 alkalmával, ami november hónapban alakult ki, a talajszelvény szárazabb volt, mint a többi esetben. Ugyanis ebben az esetben a talajnedvesség a  $0,25$  és a  $0,32 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$  között változott a három különböző mélységben. A 4.33. ábrán jól látható, hogy a megfigyelt talajnedvesség – a KE3 eset kivételével – időben állandó maradt. A harmadik ködös esemény (KE3) első napján jelentős mennyiségű csapadék hullott a tanulmányozott területen, ami a talajnedvesség növekedését eredményezte mindhárom mélységben. A csapadékhullás kezdetét követően a talajnedvesség gyors növekedése látható a 10 cm-es mélységű rétegben. A mélyebb rétegekben is megfigyelhető a talajnedvesség növekedése, de a növekedés mértéke kisebb, és a maximális értéket némi időbeli eltolódással éri el a talajnedvesség. A KE3 második napján megfigyelt, kisebb mennyiségű csapadék kb. ugyanakkora változást okozott a talaj nedvességtartalmában, mint az első napon megfigyelt csapadék.

A 4.34. ábrán látható, hogy a tanulmányozott ködös esetekben – a téli évszakra jellemző módon – mind a négy esetben növekszik a talajhőmérséklet a mélységgel. A felszínen a talajhőmérséklet napi változása jelentős, azonban a mélyebben elhelyezkedő mérési pontokban kisebb mértékű a napi hőmérsékletváltozás. A 10 és 50 cm közötti rétegre jellemző hőmérsékleti gradiens mértéke  $5 - 10 \text{ }^\circ\text{Cm}^{-1}$  között változik a KE1, KE2 és KE3 esetben, azonban a negyedik esetben a gradiens értéke  $2,5 - 5 \text{ }^\circ\text{Cm}^{-1}$  között ingadozik.



4.33. ábra. A ködös események során megfigyelt (szaggatott vonal) és a szimulált (folytonos vonal) talajnedvesség időbeli változása a különböző mélységekben, valamint a felszínen mért csapadék mennyisége (kék oszlopok). A függőleges, folytonos vonalak mentén található

„KK” rövidítés a köd kialakulását, a „KD” rövidítés a köd disszipációját jelenti. A különböző színek a különböző mélységekhez tartozó talajnedvességet jelölik. (saját szerk.)



4.34. ábra. A ködös események során megfigyelt (szaggatott vonal) és a szimulált (folytonos vonal) talajhőmérséklet időbeli változása különböző mélységekben, valamint a felszínen mért csapadék mennyisége (kék oszlopok). A folytonos vonalak mentén található „KK” rövidítés a köd kialakulását, a „KD” rövidítés a köd disszipációját jelenti. A különböző színek a különböző mélységekhez tartozó talajhőmérsékletet jelölik. (saját szerk.)

#### 4.II.3. Modelleredmények

##### 4.II.3.a. A modellezett talajnedvesség és talajhőmérséklet összehasonlítása a megfigyelt adatokkal

A felszíni párolgás megbízhatóságának becslésére elvégeztem a szimulációk eredményeinek validálását a modellezett és a megfigyelt talajhőmérséklet és talajnedvesség profilok összehasonlításával. A 4.33. és 4.34. ábrán a folytonos vonalak jelölik a szimulált talajnedvesség és a talajhőmérséklet időbeli változását a különböző talaj mélységekben.

A 4.33. ábrán jól látszik, hogy a szimuláció során a csapadék (pl.: KE3) és a bejövő rövidhullámú sugárzás (pl.: KE1 és KE2 12:00) a talajfelszín nedvességtartalmának alakulását erősen befolyásolja. Azonban a ködös időszakokban a talajnedvesség tartalom a felszínen is közel állandóvá válik minden vizsgált ködös esetben, kivéve a KE3 esetet, ahol a talajnedvesség kismértékű csökkenése látható, ami a korábban hullott csapadék egyre mélyebb talajrétegek felé történő leszivárgásának a következménye. A szimulált és megfigyelt talajnedvesség időbeli fejlődésének összehasonlítása a következő összefüggésekre világít rá:

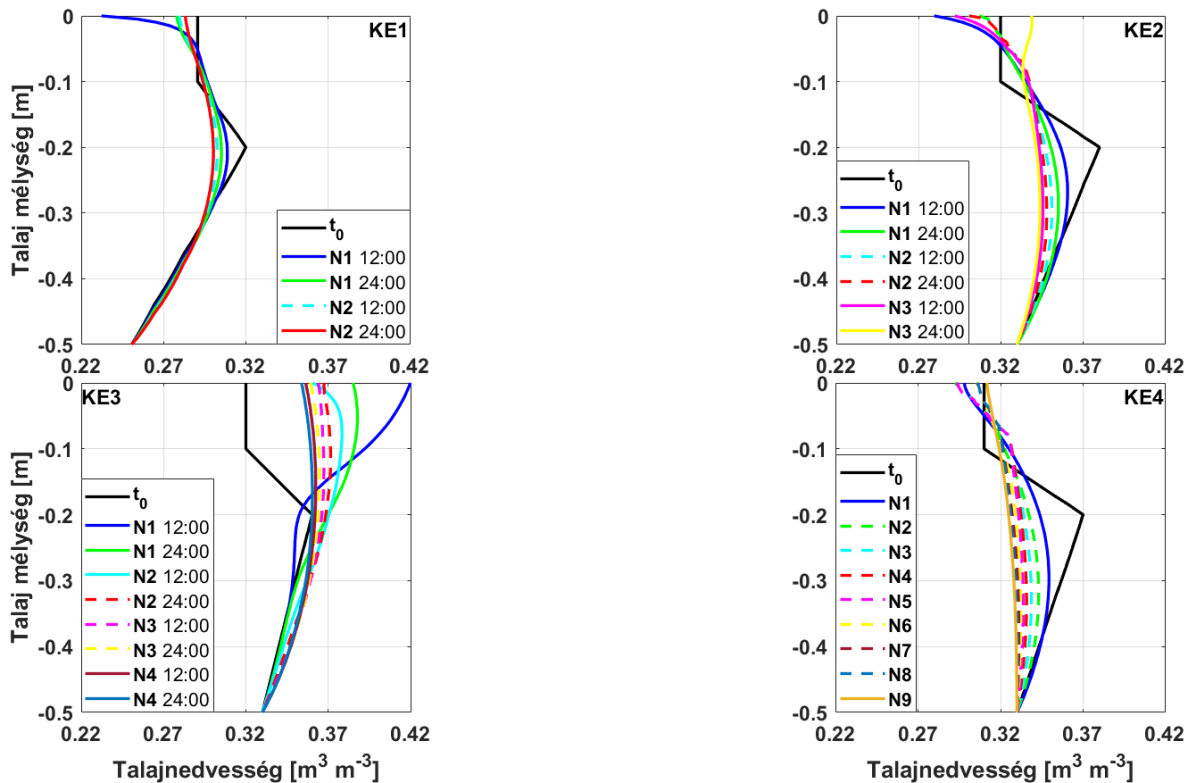


- (i) Ha nincs csapadék, vagy ha a hatása kismértékű (pl.: KE1, KE2 és KE4) akkor a szimulált és megfigyelt talajnedvesség tartalom a 10 és 50 cm-es rétegekben megegyezik, azonban a 20 cm-es mélységben a szimuláció alulbecsli a talaj nedvességtartalmát minden vizsgált ködös esetben a KE3 kivételével. Ugyanis a harmadik ködös esemény során a csapadékhullást követően a szimulált és megfigyelt nedvességtartalom a talaj 20 és 50 cm-es rétegében egyezést mutat, azonban a modell a talajnedvességet jelentősen túlbecsüli a 10 cm-es mélységben, ami arra enged következtetni, hogy a modell a csapadék talajban történő lefelé irányuló terjedését alulbecsülheti.
- (ii) Az összes esetet figyelembe véve megállapítható, hogy a szimulációkban a talajnedvesség időbeli változása konstans vertikális profilhoz konvergál, melyet a talajnedvesség vertikális transzportján keresztül valósít meg. Ez a változás a 4.35. ábrán, a különböző időpontokhoz tartozó talajnedvesség profilokon jól nyomon követhető.
- (iii) A megfigyelések azt mutatják, hogy a ködös eseményekhez tartozó viszonylag rövid idő alatt a talajnedvesség csak a jelentősebb mennyiségű csapadékhullást követően (KE3) változik. Ebben az esetben a talaj nedvességtartalma mindhárom vizsgált rétegben – időbeli késéssel a csapadék leszivárgása következtében – növekszik.

A 4.35. ábrán a megfigyelt talajnedvesség vertikális profiljának időbeli, szimulált fejlődése látható. A 12 órás felbontásban megjelenített talajnedvesség profilok időbeli változása a talajnedvesség vertikális transzportjának a következménye. Az ábrán jól látható, hogy:

- (i) A kezdeti talajnedvesség profil (fekete folytonos vonalak) gradiense minden esetben jelentősen változik (előjelet vált) a 20 cm-es mélységben.
- (ii) A KE3 esetben a leszivárgó csapadék hatására a felső 10 cm-es rétegben jelentősen megnő a talajnedvesség a szimuláció első 12 órájának végére. A későbbiekben a víz lefele irányuló transzportjának és a felszíni párolgás hatására a felső, 10 cm-es rétegben erősen csökken, az alsóbb rétegben mérsékelten nő a talaj nedvességtartalma. Hasonló tendencia, kisebb mértékű változással a mérési adatok esetében is megfigyelhető (4.33. ábra).
- (iii) A KE1 és KE2 esetekben a szimuláció első 12 órájában, illetve a KE4 esetében a szimulált első nap végére a rövidhullámú besugárzás hatására kialakuló felszíni párolgás következtében a talajnedvesség a felső 5 cm-es rétegben jelentősen csökken. A szimuláció végére a KE2 és KE4 esetekben – feltehetően – a talaj mélyebb rétegeiből felfele irányuló vertikális nedvességtranszport hatására a felszíni és felszín közeli réteg nedvességtartalma nagyobb lett, mint a kezdeti érték.

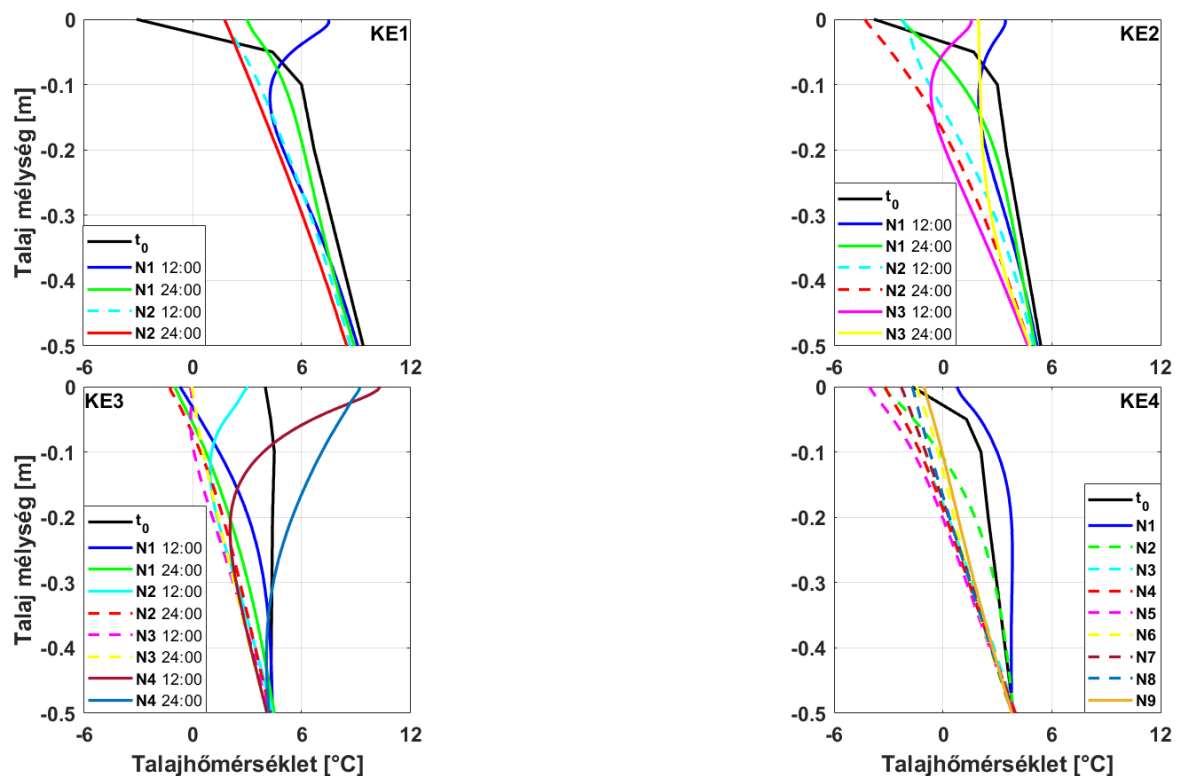
(iv) A köd ideje alatt a talajnedvesség profilok (szaggatott vonalak a 4.35. ábrán) csak kismértékben változtak.



4.35. ábra. A szimulált vertikális talajnedvesség profilok időbeli fejlődése a négy, vizsgált ködös eseményre vonatkozóan. A különböző színű vonalak a különböző szimulált időpontokban kialakuló talajnedvesség állapotokat jelölik a  $t_0$  kezdeti állapottól a szimulált idő végéig 12 órás felbontásban a KE1, KE2 és KE3 esetekben. A KE4 esetben a görbék 24 órás időbeli felbontásban naponta 24:00 órakor mutatják a nedvesség profil időbeli változását. A szaggatott vonalak a köd ideje alatt szimulált talajnedvesség profilokat jelölik. (saját szerk.)

A 4.34. ábra a megfigyelt és a szimulált talajhőmérséklet időbeli változást mutatja öt megfigyelt mélységben, a felszíntől (0 cm) a vizsgált talajszelvény aljáig (50 cm). A megfigyelt és modellezett talajhőmérséklet a felszínen és az 50 cm-es rétegben jó egyezést mutat, azonban az 5, a 10 és 20 cm-es mélységekben a megfigyelt és a modellezett talajhőmérséklet időbeli változása jelentősen eltér. Ezekben a rétegekben a talajhőmérséklet napi változékonysága jóval nagyobb amplitúdójú a szimulációkban, mint a megfigyelt adatok esetén. Továbbá a modell többnyire alulbecsli a mért értékeket. A 4.36. ábra a talajhőmérséklet profilok időbeli fejlődését mutatja 12 órás, a KE4 esetében 24 órás időbeli felbontással a négy vizsgált esetben. Az ábrán jól látszik, hogy a légköri feltételek a talajhőmérséklet vertikális profiljának változását nagymértékben befolyásolják, ugyanis:

- (i) A KE1 és KE2 esetekben a rövidhullámú besugárzás hatására az első ábrázolt időpontra (N1 12:00) a talajhőmérséklet a felső kb. 8 cm-es rétegben jelentős mértékben növekszik, vagyis a felszín hőmérséklete napi menet szerint változik.
- (ii) Az egyes napokat összehasonlítva a nappali órákban nagyobb a változékonyság, mint az éjszakai órákban.
- (iii) A ködös események idején a talajhőmérséklet a napi menetnek megfelelően, de a köd nélküli napokhoz képest kisebb mértékben változik.
- (iv) Az éjszakai órákban a talajhőmérséklet a teljes szelvényben – a vizsgált évszaknak megfelelően – mélységgel csökken. A KE1 és KE4 esetekben a vertikális irányú hőmérsékleti gradiens közel állandó lesz a szimulációs időszak végére.



4.36. ábra. A szimulált vertikális talajhőmérséklet profilok időbeli fejlődése a négy, vizsgált ködös eseményre vonatkozóan. A különböző színű vonalak a különböző szimulált időpontokban kialakuló talajhőmérséklet profilt jelölik, a  $t_0$  a kezdeti állapottól a szimulált idő végéig 12 órás felbontásban a KE1, KE2 és KE3 esetekben. A KE4 esetben a görbék 24 órás időbeli felbontásban naponta 24:00 órákor mutatják a hőmérséklet profil időbeli változását. A szaggatott vonalak a köd ideje alatt szimulált hőmérséklet profilokat jelölik. (saját szerk.)

#### 4.II.3.b. Szimulációk különböző kezdeti feltételekkel

Mivel a talajszelvényből vett talajminták vizsgálata során két eltérő talajtextúra típust – iszap és iszapos vályog – határoztunk meg a 0,5 m mélységű talajszelvényre vonatkozóan,

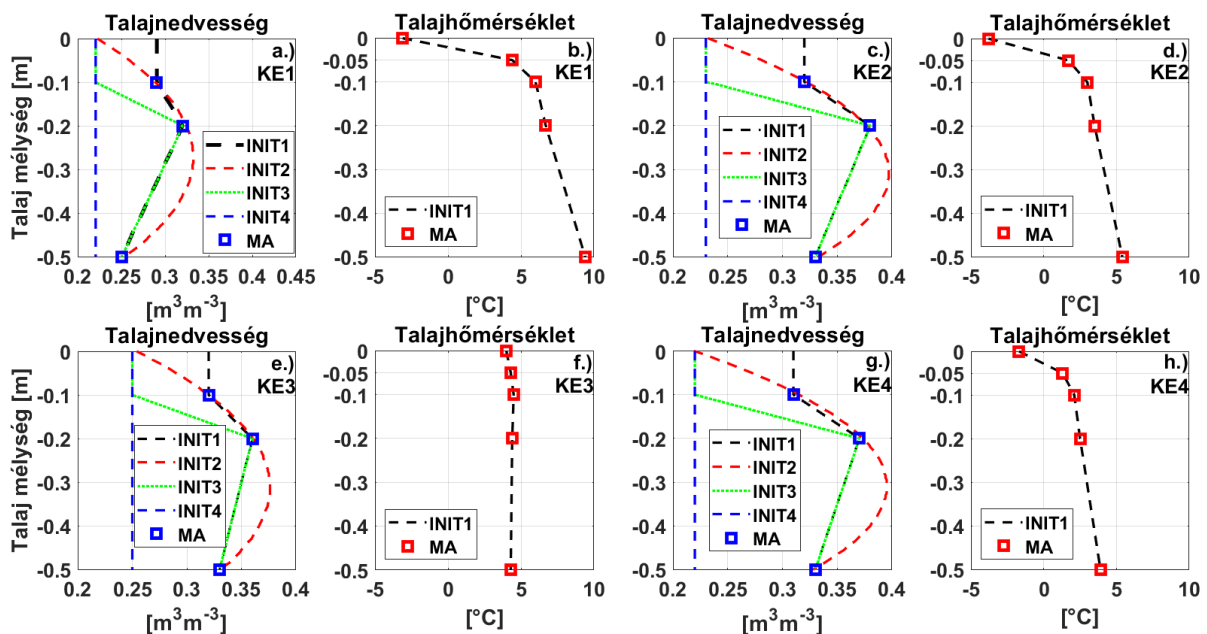
ezért a kutatás kezdetén ezen két talajtextúra típusra osztottam a talajréteget, úgy, hogy a két textúra határa 38 cm-es mélységben helyezkedett el. A számított profilok mind a hőmérséklet, mind a nedvesség esetében éles törést mutattak a két textúra típus határán. A nagyon vékony rétegben (a vertikális felbontásból fakadóan 5 mm) bekövetkező változás fizikailag nem tűnt reálisnak. Ezért a későbbiekben elvettem a két különböző textúra alkalmazását és a további szimulációknál csak homogén anyagú, iszapos talajtextúra típusal végeztem a szimulációkat.

A talajnedvesség áramlásának modellezésére kezdeti feltételként használhatjuk a talaj nedvességtartalmát, vagy a nedvességtartalom függvényében kialakult szívóerőt is. Mind a két kezdeti feltétel beállítását kipróbáltam, azonban a szimulációk eredménye – ahogyan ez elvárható is – megegyezett. A további szimulációk elvégzésére – amelyek eredményeit a dolgozatban bemutatni kívánom – a talaj nedvességtartalmát használtam kezdeti feltételként.

A számítások elvégzéséhez szükséges kezdeti talajnedvesség profilt a 10, 20 és 50 cm-es mélységben megfigyelt talajnedvesség adatok alapján határoztam meg. A felszínen, valamint a felszín és a 10 cm-es mélységű réteg között nem mértük a talajnedvességet. A kezdeti talajhőmérséklet profilt a rendelkezésre álló 5 pontban (négy különböző mélység és a felszín) megfigyelt talajhőmérséklet adatok alapján határoztam meg. A 4.37. ábra mutatja a kezdeti feltételként használt talajnedvesség és talajhőmérséklet vertikális profilokat a négy ködös eseményhez kapcsolódóan. Az ábrán mind a négy ködös esetre vonatkozóan jól látszik, hogy a talajhőmérséklet gradiens előjele mindegyik két mérési pont között negatív, ezért jogosan feltételezhetjük azt, hogy a hőmérséklet lineárisan növekszik a mélységgel. Ez a feltételezés természetesen csak az éjszakai órákra igaz, így ez volt az egyik oka annak, hogy a szimulációt minden esetben az éjfélbeli időpontban kezdtem. A nedvességprofil esetében azonban a gradiens előjele a mérési pontok között változó. Emiatt a kezdeti feltételként megadott profil felülbecsülheti a gradiens változását. A kezdeti nedvesség profillal kapcsolatban további bizonytalanságot jelent, hogy a felszínhez legközelebb, csak 10 cm-es mélységben végeztünk mérést. Mivel az éjszakai órákban a felszínről történő párolgás elhanyagolható a nappali időszakhoz képest, feltételeztük, hogy a felső 10 cm-es rétegben a nedvesség állandó. A fentiekben felsorolt, a talajnedvesség kezdeti feltételére vonatkozó bizonytalanság miatt numerikus érzékenységi vizsgálatot végeztem négy különböző kezdeti feltétellel (4.37. ábra). A négy különböző talajnedvesség profil meghatározásához a  $t=0$  s időpontban megfigyelt talajnedvesség adatot a következő módokon egészítettem ki, illetve módosítottam: (i) lineáris interpoláció a mérési pontok között és konstans érték a felső 10 cm-es rétegben (INIT1); (ii) mérési pontokra illesztett másodfokú polinom (INIT2), (iii) a 20 cm-es réteg felett alacsonyabb talajnedvességet feltételeztem, mint a megfigyelt érték, továbbá a

talajnedvesség a felszínen megegyezik az illesztett görbével számolt értékkel (INIT3); (iv) a talaj nedvességtartalma állandó, mindenhol kisebb, mint a megfigyelt érték, továbbá a felszínen megegyezik az illesztett görbével számolt értékkel (INIT4).

A négy különböző kezdeti talajnedvesség profilt az összes ködös eseményre vonatkozóan a 4.37. ábrán ábrázoltam. Az INIT1 talajnedvesség profilra jellemző, hogy a megfigyelt talajnedvesség gradiens élesen változik a 20 és 10 cm-es mélységekben. A gradiensek ezen markáns változását csökkenti a INIT2 profil. Az INIT3 profil esetén az INIT1 profillal megegyező a talajnedvesség tartalom 20 és 50 cm között, azonban a felszín és a 10 cm-es mélységű réteg között a talaj nedvességtartalma konstans. Az INIT1 és INIT3 profilokkal végzett számítások eredményeit összehasonlítva arra kerestem választ, hogy a modell eredmények mennyire érzékenyek a felső 10 cm-es rétegre jellemző talajnedvességre. Az INIT4 esetében a talajnedvesség konstans a talajszelvény teljes vizsgált vertikális kiterjedésében. Az INIT3 és INIT4 profilokkal végzett számítások eredményeit összehasonlítva meg kívántam becsülni, hogy a modell eredmények mennyire érzékenyek a 20 és 50 cm-es rétegek közötti talajnedvességre.



4.37. ábra. Talajnedvesség és talajhőmérséklet kezdeti profilok a különböző, vizsgált esetekben (lásd az egyes panelek jobb felső sarkát). Az INIT1 a kezdeti feltételeket, az MA a megfigyelt adatot jelöli az egyes esetekben. Az INIT2, INIT3, INIT4 a módosított nedvesség profilokat jelölik. (saját szerk.)

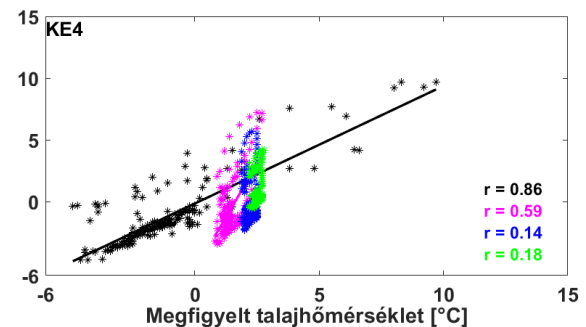
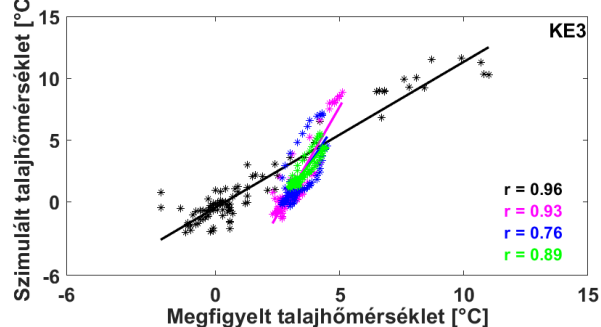
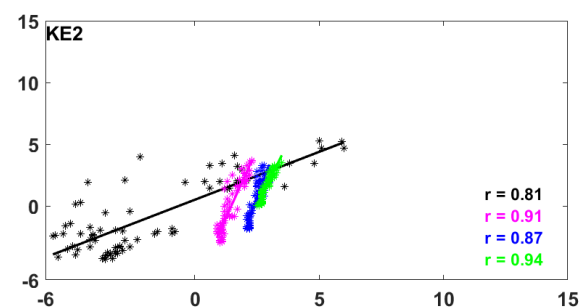
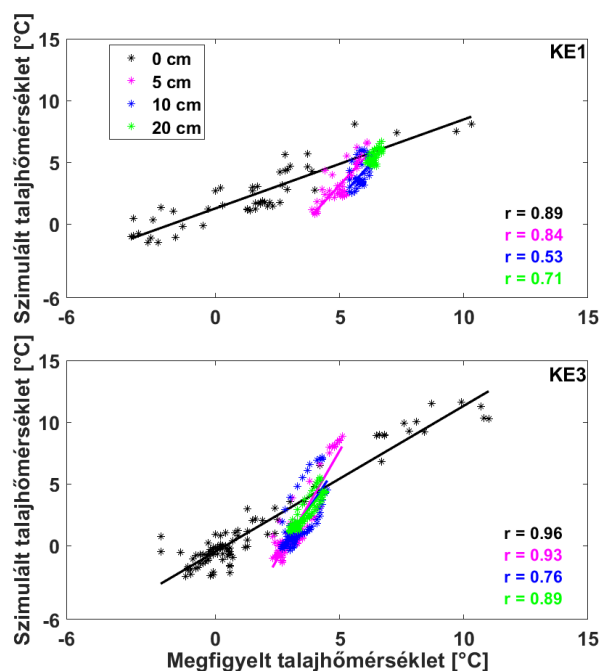
A 4.33. és 4.34. ábrákon látható a mért és modellezett talajnedvesség, valamint talajhőmérséklet időbeli változása. A talajban elhelyezett talajnedvesség mérőműszerek

mérési pontossága (a Teros 12 felbontása  $0,001 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , a pontossága kalibrálástól függően  $0,01\text{-}0,03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , Teros 12 User Manual)  $\pm 3\%$ -os ( $0,03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ). A számított és mért talajnedvesség értékek közötti különbség rendszerint kisebb, mint a mérőműszer mérési pontossága. A modellezett és a megfigyelt adatok közötti eltérést átlagos négyzetes hiba gyökével (RMSE) jellemeztem. A két statisztikai jelzőszámot a talajhőmérséklet esetében mind a négy esetre, illetve mind a négy kezdeti feltételre meghatároztam, a talajnedvesség esetében csak az RMSE-t határoztam meg. Mivel a megfigyelt talajnedvesség adatok időbeli változása elhanyagolható, a korrelációs együttható meghatározása a talajnedvesség esetében nem lehetséges. Az 50 cm-es mélységben mért és modellezett adatok összehasonlítását nem végeztem el, mert az ebben a mélységben végzett mérések adatait használtam határfeltételekként a számítások során. A 4.6. táblázatban az RMSE kezdeti feltételekre való érzékenységét mutatom be mind a talajhőmérséklet mind a talajnedvesség esetében. A 4.38. ábra a mért és modellezett talajhőmérséklet adatok közti korrelációt mutatja be az összes vizsgált esetre. A talajnedvességre vonatkozó RMSE értékek alapján az INIT3 és INIT4 esetek kivételével az eltérés a modellezett és a mért adatok között kisebb, mint a mérési hiba. Az INIT3 és INIT4 esetében a nagyobb eltérés azzal magyarázható, hogy a kezdeti profil jelentősen eltér a mért értékektől. A kezdeti talajnedvesség profil INIT1-ről INIT2-re történő módosítása elhanyagolható mértékű változást okoz az RMSE értékekben. A mért és modellezett talajhőmérséklet adatok a felszínen jó egyezést mutatnak, azonban 5, 10 és 20 cm-es mélységben a két adat közti eltérés jelentős (4.34. ábra). A talajhőmérsékletre vonatkozó RMSE értékek alapján az eltérés jelentősen meghaladja a mérő műszer mérési pontosságát, és a talaj mélyebb rétegeiben összemérhető a hőmérséklet mért változékonyságával. Az RMSE értékek alapján megállapítható továbbá, hogy a talajnedvesség kezdeti profiljának módosítása csak kismértékben befolyásolja a számított talajhőmérséklet eltérését a mért értékektől. Ezért a mért és a számított talajhőmérséklet adatok közötti korrelációt csak az INIT1 kezdeti nedvességprofil esetén végeztem el (4.38. ábra). A felszínen megfigyelt és szimulált talajhőmérséklet adatok jól egyeznek. Ezt a kijelentést a korrelációs együttható 0,8-nél magasabb értéke és az illesztett egyenes közel egységnyi meredeksége igazolja. Azonban a felszín alatt, a vizsgált mélységekben a mért és a számított adatok közti eltérés jelentős. Ezt jól szemlélteti a korrelációs együttható kisebb értéke (0,5–0,8). A 4.38. ábra KE4 paneljén megfigyelhető, hogy az 5, és különösen a 10 és 20 cm-es szinteken a szimulált talajhőmérséklet adatok változékonysága jóval nagyobb, mint a megfigyelt adatoké, a korrelációs együttható értéke ebben az esetben jelentősen kisebb, mint a

többi vizsgált esetben. A regressziós egyenesek alakja alapján megállapítható, hogy a felszín alatti szinteken a modell a talajhőmérsékletet jelentősen alulbecsüli a mért adatokhoz képest.

4.6. Táblázat. A különböző mélységekben megfigyelt és modellezett talajnedvesség és talajhőmérséklet adatok közötti különbséget reprezentáló RMSE adatok az összes kódös esemény és összes kezdeti feltétel esetén.

	talajnedvesség				talajhőmérséklet			
	INIT1	INIT2	INIT3	INIT4	INIT1	INIT2	INIT3	INIT4
<b>KE1</b>								
0 cm	-	-	-	-	1.63	1.63	1.63	1.63
5 cm	-	-	-	-	2.14	2.08	2.08	2.14
10 cm	0.01	0.01	0.05	0.07	2.06	1.98	1.96	2.07
20 cm	0.02	0.01	0.03	0.10	1.03	0.96	1.03	1.03
<b>KE2</b>								
0 cm	-	-	-	-	2.05	2.05	2.05	2.05
5 cm	-	-	-	-	2.37	2.31	2.28	2.38
10 cm	0.01	0.01	0.04	0.09	2.43	2.36	2.30	2.46
20 cm	0.03	0.02	0.05	0.15	1.46	1.41	1.34	1.49
<b>KE3</b>								
0 cm	-	-	-	-	1.22	1.22	1.22	1.22
5 cm	-	-	-	-	2.79	2.79	2.79	2.83
10 cm	0.04	0.03	0.02	0.03	2.40	2.39	2.39	2.48
20 cm	0.01	0.01	0.03	0.11	1.48	1.46	1.45	1.55
<b>KE4</b>								
0 cm	-	-	-	-	1.30	1.30	1.30	1.30
5 cm	-	-	-	-	2.82	2.80	2.75	2.83
10 cm	0.01	0.01	0.03	0.10	2.92	2.89	2.82	2.93
20 cm	0.04	0.04	0.06	0.15	2.00	1.98	1.91	2.01



4.38. ábra. A megfigyelt és szimulált (INIT1) talajhőmérséklet adatok közti korreláció az összes vizsgált ködös esetre vonatkozóan. A különböző színek a különböző mélységekhez tartozó talajhőmérsékletet és a korrelációs koefficiens értékét jelölik. (saját szerk.)

A felszíni párolgásnak a kezdeti talajnedvesség profilokra való érzékenységét a 4.39. ábrán mutatom be. Az ábra a KE1 esetben, a szimuláció végére kapott talajnedvesség profilnak (4.39a ábra) és az akkumulált felszíni párolgásnak (4.39b ábra) a kezdeti talajnedvesség profilokra való érzékenységét mutatja. Mind a négy ködös esetben elvégeztem a numerikus szimulációt az összes talajnedvesség profillal (4.41. ábra). Mivel a kapott eredmények az eltérő kezdeti talajnedvesség profilokra és a felszíni akkumulált párolgásra vonatkozó hatásra a négy vizsgált esetben hasonló, ezért az alábbiakban csak a KE1 eset eredményeit tárgyalom részletesen.

A 4.39. ábra a.) paneljén a kezdeti és a szimulációk végén megjelenő végső talajnedvesség profilok láthatók. Az ábrán jól látszik, hogy a talajnedvesség változása a felső 10 cm-es talajrétegben függ a kezdeti feltételektől, azaz:

- (i) A kezdeti értékekhez képest az INIT1 és INIT3 esetében a felszínhez közel a talajnedvesség tartalom csökken, csak a 10 cm-es réteg alsó részén nő kismértékben.
- (ii) A kezdeti értékekhez képest az INIT2 esetében a talajnedvesség tartalom jelentősen növekszik. Ennek az lehet a magyarázata, hogy a nagy kezdeti talajnedvesség gradiens hatására jelentősebb a felfele irányuló víz transzport.
- (iii) Az INIT4 esetében a talaj mélyebb rétegeiből származó vertikális nedvességtranszport nem kompenzálja a párolgás miatt elveszett vizet. Az INIT3 esetben, feltehetően az alsóbb réteg magasabb víztartalma miatt némi kompenzáció figyelhető meg.

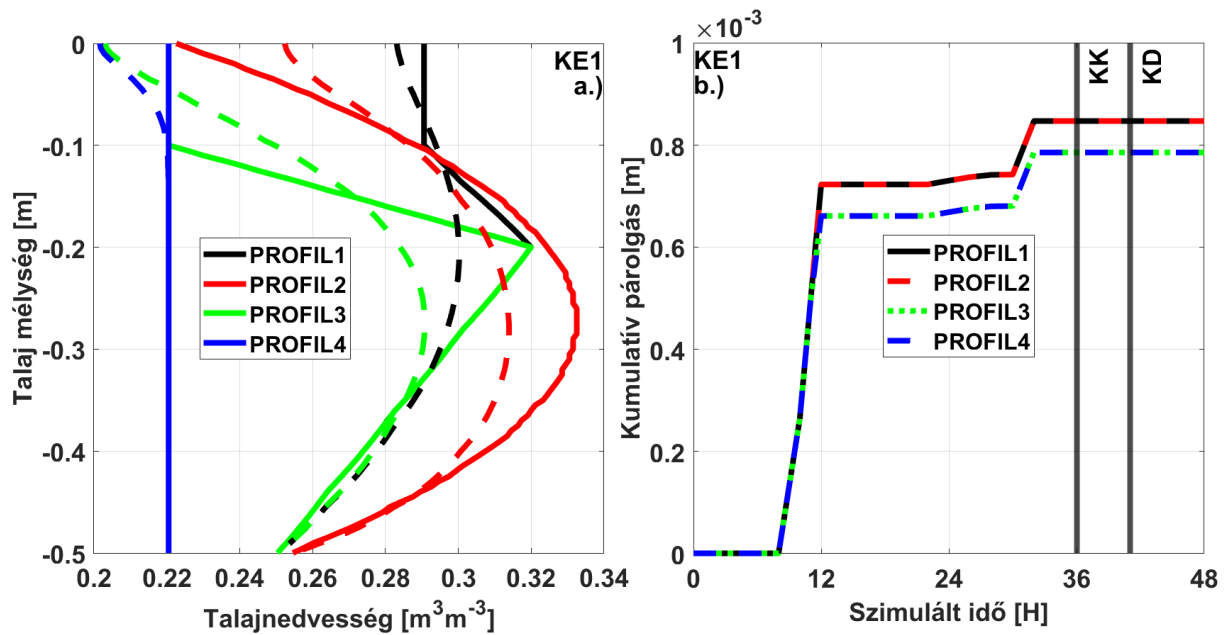
A kezdeti feltételekre a 10 és 50 cm közti rétegben található talajnedvesség is érzékenységet mutat, ugyanis a talajnedvesség tartalom változását ebben a rétegben is elkülöníthetjük a kezdeti feltételek alapján:

- (i) Az INIT1 esetében a vizsgált talajréteg felső részében csökken, az alsó részében kismértékben nő a talajnedvesség a kezdeti értékekhez képest.
- (ii) Az INIT2 esetben a talajnedvesség jelentősen csökken, ebben a rétegben a kezdeti értékekhez képest.
- (iii) Az INIT3 esetében a réteg felső részén kismértékben növekszik, az alsó részében csökken a talajnedvesség tartalma.
- (iv) Az INIT4 esetében a 10 cm-nél mélyebb talajrétegben a talajnedvesség tartalom változatlan.



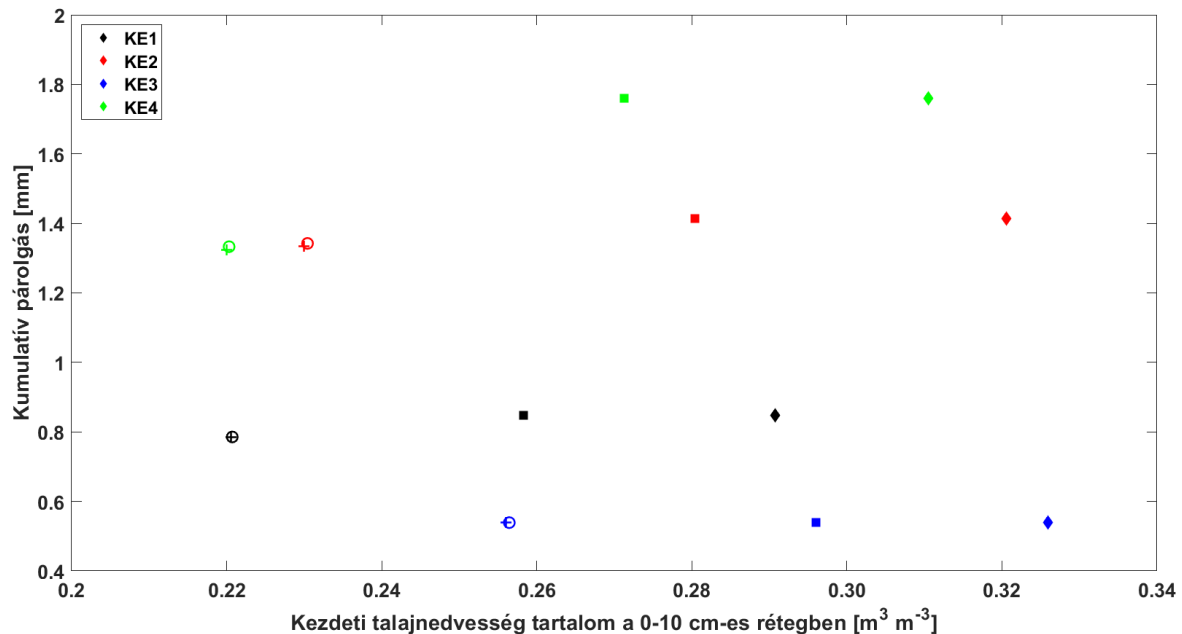
A modellezett és megfigyelt talajnedvesség időbeli fejlődésének (4.33. ábra) összehasonlítása alapján megállapítható, hogy a szimulációk során a modell a légköri kényszerfeltételek miatt bekövetkező változásokat, valamint a talajban lezajló nedvességtranszportot bizonyos esetekben eltérően kezeli, mint ahogyan arra a mért adatokból következtethetünk. A valós és szimulált talajnedvesség időbeli fejlődése közti eltérés oka nem ismert. Az érzékenységi vizsgálat eredményei arra világítanak ár, hogy ez az eltérés nem küszöbölhető ki a kezdeti talajnedvesség profil módosításával (pl.: INIT1 és INIT2 profilok). A kezdeti talajnedvesség profil módosítása befolyásolja a talajnedvesség számított értékét a felszínen, illetve közvetlenül a felszín alatt, de a 10, 20 és 50 cm-es szintekre számított talajnedvesség tartalomra csak mérsékelt hatása van.

Mivel a kutatás egyik fő célja annak vizsgálata volt, hogy a talaj felszínéről történő párolgás milyen hatással lehet a ködképződésre, fontos volt megbecsülni, hogy a talajnedvesség mérésben mutatkozó bizonytalanság milyen hatással van a felszíni párolgásra. A 4.39. ábra b.) paneljén a különböző kezdeti feltételekhez tartozó akkumulált felszíni párolgás profilok időbeli változása látható. Habár a kezdeti talajnedvesség profilok között jelentős különbség látható (4.37. ábra), a felszíni párolgás időben akkumulált összege csak kismértékben függ a kezdeti talajnedvesség profiloktól. Ugyanis a négy különböző kezdeti talajnedvesség profil csupán két, időbeli lefolyását tekintve különböző akkumulált párolgási profilt eredményez. Ugyanis a PROFIL1 és PROFIL2, valamint a PROFIL3 és PROFIL4 esetében a párolgási profilok megegyeznek. A PROFIL3 és PROFIL4 kezdeti feltételek esetében az időben akkumulált párolgás alacsonyabb, mint a PROFIL1 és PROFIL2 kezdeti feltételek esetében. A kezdeti feltételeket összehasonlítva arra lehet következtetni, hogy a párolgás mértéke leginkább a talaj felső, 10 cm mélységű rétegének nedvességtartalmától függ. A kezdeti feltételeknek a párolgásra gyakorolt hatása kapcsán azonban fontos megjegyezni, hogy míg a felső, 10 cm-es réteg kezdeti nedvességtartalma akár 30%-kal is különbözhet, addig az akkumulált párolgás esetében az eltérés csak kevesebb, mint 10%. A két eltérő akkumulált párolgás profil megegyező időbeli fejlődése azt sugallja, hogy a talaj felszínéről történő párolgás sebességét elsősorban a légkör tulajdonságai szabályozzák, és a felső 10 cm-es réteg nedvességtartalma csak kismértékben befolyásolja azt. Továbbá a talaj mélyebb rétegeinek nedvességtartalma nem befolyásolja lényegesen a felszíni párolgást. Azt azonban meg kell jegyezni, hogy a fentiekben leírt talaj – légkör közti kölcsönhatások csak néhány napra vonatkozó szimulációk eredményei, valamint a légkör relatív páratartalma magas volt mindegyik vizsgált esetben (> 70%)!



4.39. ábra. A kezdeti (folytonos) és a szimulációk időtartamának végére kapott (szaggatott) talajnedvesség profilok (a.), valamint az akkumulált felszíni párolgás különböző kezdeti feltételek esetén (b.). A különböző megjelenésű PROFIL1, PROFIL2, PROFIL3, PROFIL4 a kezdeti (folytonos vonalak) és végső profilokat (szaggatott vonalak) jelölik megegyező színnel. A kezdeti profilok a 4.37. ábrán megjelenő INIT1, INIT2, INIT3 és INIT4 kezdeti profilokkal megegyeznek. A folytonos, függőleges vonalak mentén található „KK” rövidítés a kód kialakulását, a „KD” rövidítés a kód disszipációját jelenti. (saját szerk.)

Megvizsgáltam a felszínről történő párolgás akkumulált összegének érzékenységét a kezdeti talajnedvesség profilokra vonatkozóan az összes vizsgált esetben is. A 4.40. ábra a felszínről elpárolgott víz akkumulált összegének a felső, 10 cm-es réteg átlagos nedvességtartalmától való függését mutatja be. Az ábrán az akkumulált párolgási összeg a teljes szimuláció során kapott összeget ábrázolja. A vizsgálatot mind a négy ködös esetre és mind a négy kezdeti talajnedvesség profilra vonatkozóan elvégeztem. A KE3 esetben a párolgás elhanyagolható mértékű érzékenységet mutat a kezdeti talajnedvesség profilokra, ami abból adódik, hogy a kód kialakulása előtt magas volt a légköri relatív páratartalom (> 95%). A KE4 esetben a kezdeti talajnedvesség profil módosítása jelentősebben befolyásolta az akkumulált párolgás összegét, mint a KE1 és KE2 esetekben. A KE4 esetében ugyanis az akkumulált párolgás összege kb. 20%-kal kevesebb, ha 30%-kal csökken a kezdeti talajnedvesség tartalom a felső rétegben, szemben a többi esettel, ahol a párolgás csak kb. 10%-al csökken, ha a talajnedvesség 30 – 40%-kal csökken.



4.40. ábra. A felső 10 cm-es talajréteg nedvességtartalmának hatása az akkumulált felszíni párolgásra. A különböző színű szimbólumok a különböző ködös eseteket, az eltérő szimbólumok pedig a különböző kezdeti feltételeket jelölik. Eszerint a gyémánt, a négyzet, a nyitott kör és a kereszt az INIT1, INIT2, INIT3 ÉS INIT4 kezdeti feltételeket jelölik, sorrendben. (saját szerk.)

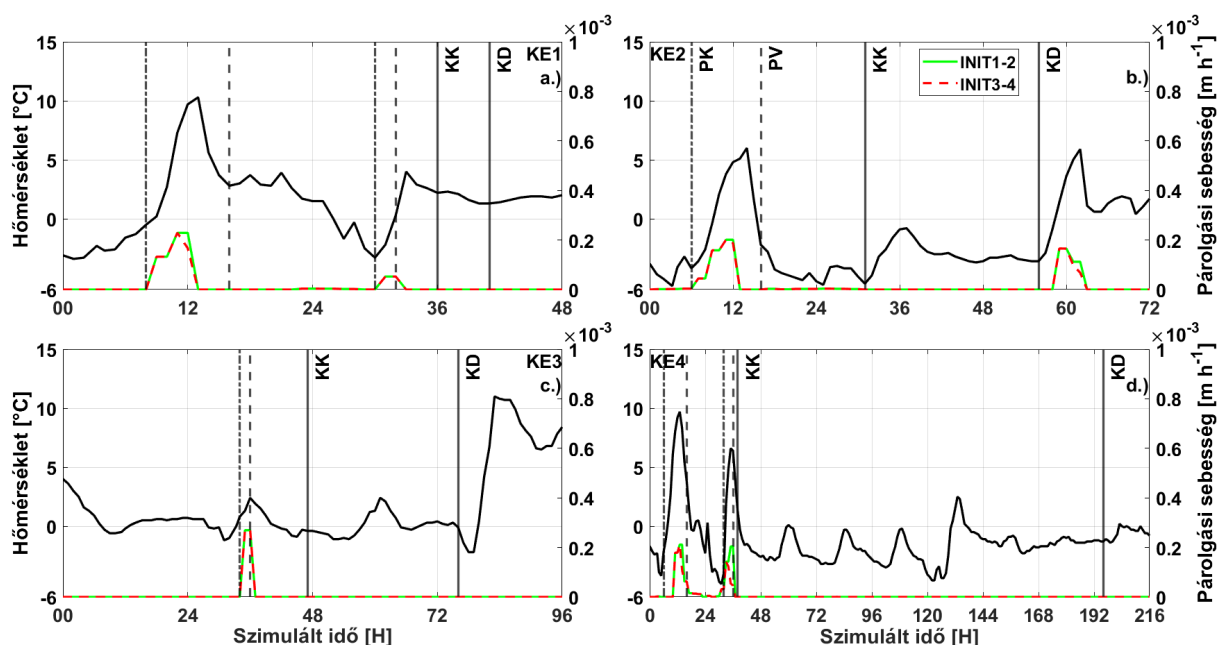
#### 4.II.3.c. A felszíni párolgás numerikus szimulációjának eredményei

A felszíni akkumulált párolgás időbeli fejlődésének menetét az összes vizsgált kezdeti talajnedvesség profilra a 4.41. ábra mutatja be.

Az ábra alapján megállapíthatjuk, hogy:

- (i) A légköri páratartalomnak a párolgásra gyakorolt hatását jól reprezentálja a KE3 esetben megfigyelhető párolgási profil. Noha ebben az esetben a csapadék következtében a felszín alatti talajréteg nedvességtartalma közel telített állapotba kerül, a párolgás összege mégis ebben az esetben a legalacsonyabb. Ennek oka a szimuláció első napján megfigyelt magas (12:00-kor 98%) légköri relatív páratartalom. A szimuláció második napján a relatív páratartalom a napi menetnek megfelelően a reggeli maximumról (6:00-kor 98%) a déli minimumra csökken (74,5%), amelynek hatására elkezdődik a talajfelszín párolgása.
- (ii) A KE1 és KE2 esetekben a szimuláció első napján a párolgást a légköri RH napi mente határozza meg. Jelentős párolgás csak a 12 óra körüli időszakban történik.
- (iii) A köd kialakulását megelőző napon legnagyobb mennyiségben a KE4 esetben párolog el víz a felszínről. Ebben az esetben a ködképződést megelőző napon a levegő RH tartalma 14:00-kor 56,5% volt.

- (iv) Az összes vizsgált eset közös jellemzője, hogy a köd ideje alatt nincs párolgás, ugyanis ekkor a levegő RH-ja telítettséghez közeli. Gandhi és munkatársai (2024) a párolgás hiányát megfigyeléssel is bizonyították. A KE1, KE2 és KE3 esetekben a párolgás már több órával a köd kialakulását megelőzően megszűnt.
- (v) Az INIT1 és INIT2 továbbá az INIT3 és INIT4 kezdeti feltétellel végzett szimulációk párolgási görbéi átfedik egymást, kivéve a KE4 esetben (4.41. ábra d.) panel), ahol a szimuláció 36. órájában az INIT1 és INIT2 továbbá az INIT3 és INIT4 kezdeti feltételekhez tartozó párolgási görbék átfedése megszűnik, és megfigyelhető a kezdeti talajnedvesség profil hatása a párolgásra.



4.41. ábra. A felszíni akkumulált párolgási sebesség időbeli változása a négy vizsgált ködös esetre az összes, vizsgált kezdeti feltételre. A zöld folytonos (INIT1-2) és piros szaggatott (INIT3-4) vonalak az akkumulált párolgás időbeli változását mutatják be, a fekete folytonos vonal a felszíni talajhőmérsékletet jelöli. A vertikális folytonos vonalak mentén található „KK” rövidítés a köd kialakulását, a „KD” rövidítés pedig a köd disszipációját, a „PK” a párolgás kezdetét és a „PV” a párolgás végét jelöli (4.7. Táblázat). (saját szerk.)

Megvizsgáltam, hogy milyen kapcsolat van a felszínről elpárolgott víz mennyisége és a légköri vízgőz keverési arányának időbeli változása között. A 4.7. és 4.8. táblázatok a szimulált kumulatív párolgás és a ködképződést befolyásoló légköri paraméterek közti kapcsolatot mutatják be. A vízgőz keverési aránya az RH és a hőmérséklet ismeretében meghatározható. Fontos azonban megjegyezni, hogy a 95%-os RH érték felett a mérési hiba jelentős lehet (Gultepe et al., 2007). Emiatt a származtatott keverési arány is hibával terhelt

lehet. Mivel a köd kialakulása előtt és a köd ideje alatt a szélsőségek általában alacsony (jellemzően  $2 - 4 \text{ ms}^{-1}$ ), a felszín közeli légkör vízgőztartalmát elsősorban a helyi folyamatok befolyásolják, mint pl.: felszíni párolgás, felhőalap süllyedés, a ködcseppecskék kondenzációs növekedése, vagy párolgás okozta méretcsökkenése. Mivel a szimulációkat a ködképződés előtt több mint 24 órával indítottam, ezért a párolgási profilokban felfedezhetők olyan markáns pontok, amelyek a ködképződés szempontjából kritikus változásokat reprezentálnak. Ezeknek a kritikus változásoknak az időpontjai jól beazonosíthatóak a párolgási sebesség időbeli változását bemutató *4.41. ábrán*. Ilyen markáns pontnak tekintetem a köd kialakulását közvetlenül megelőző felszíni párolgás kezdetét (PK) és végét (PV), valamint a köd kialakulását (KK). Ezen kritikus események időpontjához tartozó légköri paraméterek (RH, hőmérséklet, keverési arány) értékeit és a számított kumulatív párolgást (a párolgási sebesség integrálása a 2. oszlopban megadott időpontig), valamint a felső 10 cm-es talajréteg átlagos nedvesség adatait a *4.7. táblázat* tartalmazza. A hőmérséklet, a keverési arány és a kumulatív párolgás változását a párolgás leállása és kezdete (PV – PK), valamint a köd kialakulása és a párolgás leállása (KK – PV) között eltelt időszakokra határoztam meg. A KE1 és a KE4 esetben 2 párolgási időszakot azonosítottam a köd kialakulást megelőző időszakban (*4.8. táblázat*). A táblázatokban feltüntetett adatok alapján megállapítható, hogy minden esetben a ködképződés előtt a talajfelszínről elpárolgó víz növeli a levegő vízgőz tartalmát. Ez a folyamat a köd kialakulása előtt néhány órával befejeződik. A párolgás leállása és a ködképződés megindulása között eltelt időszak hosszúságára a két szélsőértéket reprezentáló eset a KE4 és a KE2. Míg a KE2 esetben a köd csak a párolgás befejezésétől számított 18 óra elteltével alakul ki, addig a KE4 esetben ez az időtartam két óránál kevesebb. A KE1 esetében 3 óra, a KE3 esetben 10 óra telt el a párolgás leállása és a köd kialakulása között. A keverési arány meghatározásával kapcsolatos, fent említett bizonytalanságot is szem előtt tartva az alábbi következtetésekre jutottam a ködképződés és a felszíni párolgás közötti kapcsolatot illetően:

- (i) Amikor a szimulált kumulatív párolgás a ködképződés előtt jelentős (PV és PK között), a relatív páratartalom mérésen alapuló, számított keverési arány ugyanebben az időszakban 10 – 20%-kal növekszik minden esetben.
- (ii) A KE3 esetben a keverési arány változását az alacsonyszintű stratus felhő alapjának süllyedése okozhatta közvetlenül a ködképződés előtt. A felszíni párolgás valószínűleg elhanyagolható szerepet játszott a légkör vízgőztartalmának alakításában.
- (iii) A KE1 és KE4 esetekben a párolgás jelentős mértékű volt a párolgás kezdete és vége közti időszakban mindkét párolgási periódusban. Ezekben az esetekben a rövidhullámú

besugárzás következtében a felszín közeli légkör hőmérséklete megemelkedett, és az emiatt csökkenő relatív páratartalom lehetővé tette a talajfelszínről történő intenzív párolgást. A jelentős hőmérséklet növekedés miatt – jelentős mértékű párolgás ellenére – a KE4 esetben az RH 77%-ra esett vissza a párolgási időszak végére.

(iv) Habár a telítési szint környékén az RH értékének pontos megállapítása bizonytalan, arra azonban következtethetünk, hogy a párolgás leállása és a ködképződés közötti időszakban a vízgőz keverési arányának csökkenése a ködcseppecskék kialakulásával magyarázható. Ugyanis a keverési arány csökkenése közelítőleg jó egyezést mutat a ködben mért folyékony víztartalom értékekkel (Egli et al., 2015). A KE3 esetben a párolgás leállása és a ködképződés közötti időszakban tapasztalható kismértékű keverési arány növekedése annak a következménye, hogy a köd alacsonyszintű stratus süllyedésével keletkezett. Ugyanis a felhőalap süllyedéssel keletkező köd esetében a felszín közeli légkör folyékony víztartalmának növekedését a felhő elemeknek a légkörből a felszíni irányába történő turbulens lekeveredése okozza. A felhőalap csökkenésével kialakuló ködös esetekben a felszínről párolgó vízgőz kondenzációja elhanyagolható szerepet játszik a ködképződésben.

A hűlési sebesség (a 4.8. táblázatban található utolsó oszlop, mely a megadott markáns pontok közötti hőmérsékletkülönbség és a markáns pontok közti időkülönbség aránya) a KE1, KE2 és KE3 esetekben a  $-0,3$  és  $-1$  °Ch<sup>-1</sup> közötti értékek között alakul a párolgás leállása és a ködképződés közötti időszakban. Ezek az értékek jó egyezést mutatnak a ködképződés előtti időszakban megfigyelt értékekkel (pl. Dione et al., 2023). A KE4 esetben azonban a párolgás leállása és a ködképződés közötti időszakban a hűlési sebesség kb.  $-2$  °Ch<sup>-1</sup>, ami jóval nagyobb, mint a többi esetben megfigyelt, illetve az irodalomban publikált érték.

Amikor a köd a reggeli órákban, közvetlenül napkelte előtt alakul ki (KE2 eset), a légkör a hőmérsékletének csökkenése miatt vált telítetté. A párolgás szerepe ebben az esetben közvetlenül a ködképződés előtt nem volt jelentős. Amikor a köd délben (KE1) vagy délután (KE4) alakult ki, a felszínről történő párolgásnak jelentős szerepet kellett játszania a ködképződésben, még annak ellenére is, hogy a párolgás több órával a köd képződése előtt leállt (lásd (PV\_2) - (PK\_2)).

4.7. Táblázat. Megfigyelt légköri paraméterek (RH, keverési arány és hőmérséklet), valamint szimulált, átlagolt talajnedvesség tartalom a talaj felső 10 cm-es rétegében és szimulált kumulatív párolgás különböző időpontokban a köd kialakulása előtt a négy vizsgált esetben. Az első oszlopban található időtartamok a 4.41. ábrán kerültek definiálásra. A második oszlopban található idő a szimulált időt jelenti. A számított adatok – talajnedvesség és kumulatív párolgás – az INIT1 kezdeti talajnedvesség profillal végzett számítások eredményei.

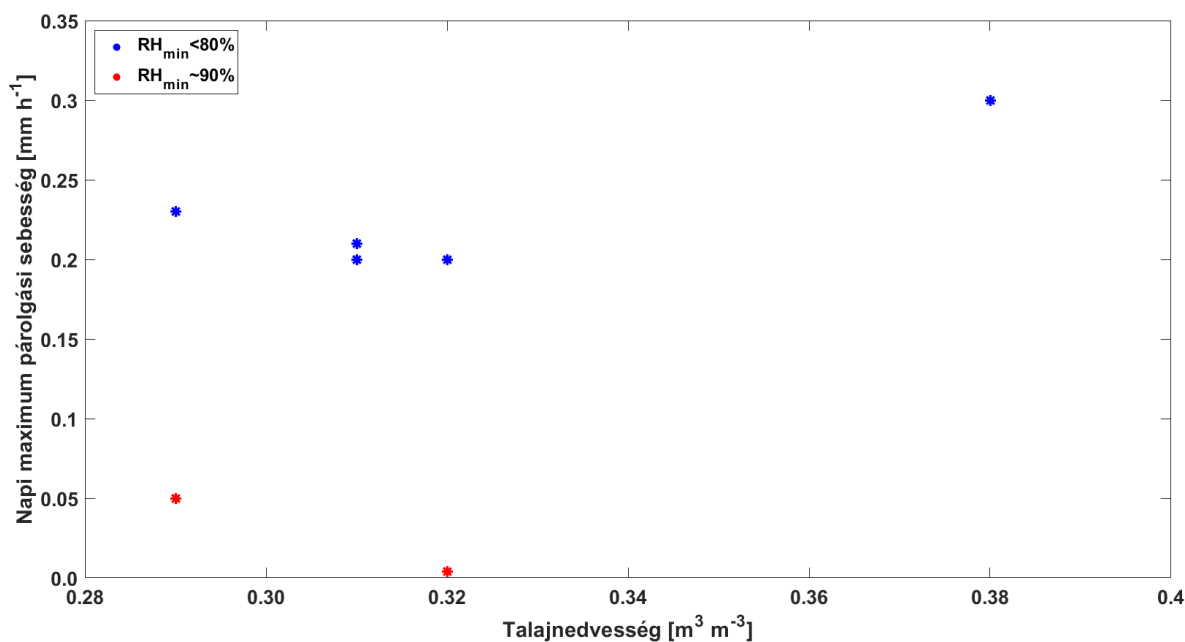
<b>KE1</b>	idő [h]	RH [%]	keverési arány [g·kg <sup>-1</sup> ]	hőmérséklet [°C]	talaj- nedvesség [m <sup>3</sup> ·m <sup>-3</sup> ]	kumulatív párolgás [mm]
párolgás kezdete (PK_1)	8	97	3,80	-0,1	0,29	0
párolgás vége (PV_1)	13	68	3,00	8	0,28	0,73
párolgás kezdete (PK_2)	30	98	3,80	0,5	0,29	0,74
párolgás vége (PV_2)	33	91	4,30	3	0,29	0,85
köd kialakulása (KK)	36	99	4,00	1,1	0,29	0,85
<b>KE2</b>						
párolgás kezdete (PK_1)	6	88	2,90	-1,6	0,32	0
párolgás vége (PV_1)	13	75	3,70	3,9	0,32	0,81
köd kialakulása (KK)	31	96	2,60	-4,4	0,32	0,86
<b>KE3</b>						
párolgás kezdete (PK_1)	34	72	3,10	1,3	0,38	0
párolgás vége (PV_1)	37	78	3,50	1,8	0,37	0,54
köd kialakulása (KK)	47	100	3,60	-1,1	0,37	0,54
<b>KE4</b>						
párolgás kezdete (PK_1)	6	67	3,90	6,2	0,31	0
párolgás vége (PV_1)	16	60	3,30	5,5	0,31	0,99
párolgás kezdete (PK_2)	31	92	3,30	-0,7	0,31	1,00
párolgás vége (PV_2)	36	77	3,80	3,9	0,31	1,76
köd kialakulása (KK)	38	94	3,60	0,2	0,31	1,76

4.8. Táblázat. A szimulált (2. oszlop) és a megfigyelt (3. és 4. oszlop) paraméterek változása a ködképződés előtt. Az első oszlopban található időtartamok a 4.7. táblázatban kerültek definiálásra. A párolgás és a ködképződés kezdete és vége a 4.41. ábrán kerültek feltüntetésre.

<b>KE1</b>	kumulatív párolgás [mm]	keverési arány [g·kg <sup>-1</sup> ]	hőmérséklet [°C]
változás az 1. periódusban (PV_1) – (PK_1)	0,73	-0,80	8,1
változás a 2. periódusban (PV_2) – (PK_2)	0,11	0,50	1,8
ködképződés hatása (KK) – (PV_2)	0,00	-0,30	-1,9
<b>KE2</b>			
változás az 1. periódusban (PV_1) – (PK_1)	0,81	0,80	5,5
ködképződés hatása (KK) – (PV_1)	0,00	-1,10	-8,3
<b>KE3</b>			
változás az 1. periódusban (PV_1) – (PK_1)	0,54	0,40	0,5
ködképződés hatása (KK) – (PV_1)	0,00	0,10	-2,9
<b>KE4</b>			
változás az 1. periódusban (PV_1) – (PK_1)	0,99	-0,60	-0,7
változás a 2. periódusban (PV_2) – (PK_2)	0,76	0,50	4,6
ködképződés hatása (KK) – (PV_2)	0,00	-0,20	-3,7

Megvizsgáltam, hogy a talaj felső 10 cm-es rétegének nedvességtartalma hogyan befolyásolja a párolgási sebességet a légköri relatív páratartalom függvényében. A 4.42. ábrán a napi maximális párolgási sebességet (a ködképződés előtti napra és a ködképződés napjára) ábrázoltam a talaj felső 10 cm-es rétege átlagos nedvességtartalmának függvényében, továbbá az ábrán az egyes eseteket bemutató szimbólumokat két csoportba soroltam: (i): a napi minimum légköri relatív páratartalom kisebb, mint 80%, (ii): a napi minimum relatív páratartalom nagyobb, mint 90%. Ha a napi minimum RH kisebb, mint 80%, akkor a párolgási sebességet a talaj nedvességtartalma is befolyásolhatja. Ha a légkör páratartalma alacsonyabb, mint az általam vizsgált esetekben, ez a hatás jelentősebb lehet. Azonban, ha a minimum RH értéke nagyobb, mint 90%, akkor a párolgás sebességét döntően befolyásolja a magas légköri relatív páratartalom. Fontos megjegyezni, hogy a vizsgált esetszám kicsi, ezért ebben a vizsgálatban csak a tendencia irányára következtethetünk.





4.42. ábra. A talaj felső 10 cm-es rétegére vonatkozó átlagos nedvességtartalom hatása a párolgás maximális sebességre a napi minimum légköri relatív páratartalom függvényében. A kék szimbólum esetén a napi minimum RH kisebb, mint 80%, a piros szimbólum esetén nagyobb, mint 90%. (saját szerk.)

A párolgási sebesség meghatározására használt összefüggés elvileg csak akkor használható, ha a talaj hőmérséklete 0 °C-nál nagyobb. Azonban az olvadási-fagyási ciklusok jelentősen befolyásolhatják a talaj hidraulikus és termális tulajdonságait, és ezen keresztül a nedvesség – és hő transzportot (e.g., Yi et al., 2014; Zheng et al., 2021). A mért talajhőmérséklet adatok alapján a talaj 5 cm-es mélységi szint alatt nem volt fagyott állapotban (4.34. ábra). A felszíni talajhőmérséklet adatok alapján a felszín hőmérséklete gyakran esett 0 °C alá (4.34. ábrán fekete szaggatott vonal). A mért adatok összesítése alapján megállapítható, hogy a fagyott talajréteg a talaj felső, 0 – 5 cm-es rétegére korlátozódott a vizsgált esetekben. Minden vizsgált esetben a köd kialakulása előtti napokon a felszín hőmérséklete napi menet szerint változott, a déli órákban a bejövő rövidhullámú sugárzás elérte a maximumát (4.26. – 4.29. ábrák), és a felszín hőmérséklete 0 °C fölé emelkedett, az éjszakai órákban azonban fagypontra alá csökkent. A KE3 esetben a felszín hőmérsékletének minimuma 0 °C felett alakult a vizsgált időszak döntő részén a nagyfokú felhőborítottság következtében (4.28. ábra). A többi esetben a felszín minimum hőmérséklete -3 és -6 °C között változott (4.26., 4.27., 4.29. ábrák) az alacsony felhőborítottságnak köszönhetően. A felszín hőmérsékletének napi ciklusa a ködös események időtartama alatt

kisebb amplitúdójú. A felszín hőmérséklete a KE2 és KE4 esetekben fagypont alatt maradt, a KE1 és KE3 esetekben 0 – -3 0 °C között változott.

A 4.41. ábrán és a 4.7. táblázatban nyomon követhetőek azok a periódusok, amikor a felszíni párolgás és a felszín hőmérsékletének fagypont alá történő süllyedése egybeesik. A két periódus átfedése meglehetősen rövid. Ezen időszakok elkülönülése azt sugallja, hogy a fagyott talaj párolgásra gyakorolt hatásának figyelmen kívül hagyása az általunk vizsgált esetekben nem jár jelentős hatással, ugyanis a felszínről történő párolgás azokban az időszakokban jelentős, amikor a talaj hőmérséklete fagypont feletti.

## 5. Az eredmények összefoglalása

A légkör és a felszín elmúlt évtizedek során bekövetkezett változásai hatást gyakoroltak az időjárás (rövid távú) és éghajlat (hosszú távú) rendszerek elemeire is. A levegő vízgőz tartalmának egyik mérőszáma a relatív páratartalom, melynek a felhőképződésre, és ezen keresztül az időjárásra és az éghajlatra gyakorolt hatása jelentős. Ugyanis a növekvő hőmérséklet által generált fokozott párolgás nem feltétlen vezet a felhőképződés gyakoriságának növekedéséhez. A felhő- és ködképződésben a légkör relatív páratartalma játszik kulcsszerepet, nem pedig a légkörben található vízgőz mennyisége. A rendelkezésemre álló, magyarországi adatok elemzése alapján a következő eredményeket kaptam a relatív páratartalom hosszú távú változásával kapcsolatban:

- (i) A légköri relatív páratartalom napi átlagértéke függ a meghatározás módjától. Noha a két módszer által szolgáltatott eredmény közötti eltérés összemérhető nagyságú a hosszú távon kimutatott változással, a különbség szisztematikus volta miatt a becsült változás előjelét nem befolyásolja ez a hiba.
- (ii) Az elmúlt hat évtizedben a relatív páratartalom jelentősen csökkent a tavaszi és nyári évszakokban, a hőmérséklet pedig szignifikánsan növekedett minden évszakban. A ködklimatológiai és a relatív páratartalomra vonatkozó hosszú távú változások összevetése alapján megállapítható, hogy a légköri RH csökkenése (a téli évszakban a déli órákban, valamint napszaktól függetlenül a tavaszi évszakban) magyarázatként szolgálhat a páráság és a köd időtartamának és gyakoriságának csökkenésére. Megállapítottam, hogy a relatív páratartalom változását nemcsak a légkör hőmérsékletének változása okozza. Télen és ősszel a hőmérséklet emelkedése által generált többlet párolgás (lokálisan, illetve globálisan) kompenzálja a hőmérséklet emelkedés következtében kialakuló RH csökkenést. Az egész napra vonatkozó, hosszú távú adatsorok alapján a légköri RH télen és ősszel a vizsgált magyarországi meteorológiai állomásokon eltérő mértékű és előjelű, kismértékű változást mutat. Tavasszal és nyáron azonban a hőmérséklet emelkedése által generált többlet párolgás hatása nem érvényesül, ugyanis a hőmérséklet növekedése miatt a telítési keverési arány növekedése olyan mértékű, amit a többlet párolgás nem képes kompenzálni, így a légkör relatív páratartalma nagymértékben csökken.
- (iii) A relatív páratartalom napszakok szerint vizsgált változása alapján megállapítottam, hogy a 00 UTC-kor detektált változások jellemzően kisebb mértékűek, mint a 12 UTC-kor megfigyeltek. Az éjszakai órákban télen, nyáron és ősszel a változás előjele

állomásonként eltérő, csak a tavaszi évszakban látható csökkenő RH tendencia minden vizsgált állomáson. Ráadásul ebben az évszakban az RH csökkenése jelentős minden állomáson, kivéve a Balaton partján található Keszthely állomást, ahol az éjszakai órákban megfigyelt RH az elmúlt évtizedek során csak kismértékű csökkenést mutat a tavaszi és nyári évszakokban egyaránt. Ennek oka pedig a Balaton vizének párolgása lehet. A nappali órákban azonban ez az összefüggés nem érvényes. A 12 UTC-kor megfigyelt adatok alapján megállapítottam, hogy télen, tavasszal és nyáron minden vizsgált állomáson jelentősen csökkent a relatív páratartalom, kivéve Szeged állomáson a téli évszakban. Az őszi évszak relatív páratartalom változása a nappali órákban is – hasonlóan az éjszakai órákhoz – eltérő nagyságú és előjelű a vizsgált állomásokra. A nappali és éjszakai órákban megfigyelt változások összehasonlítása azt sugallja, hogy az éjszakai órákban bekövetkező relatív páratartalom változások esetében a domborzat és a felszínhasználat jelentős befolyásoló tényező, míg nappal kevésbé.

- (iv) A felszíni és az 50, valamint 100 m-es magasságban mért RH értékek összefüggésvizsgálata alapján megállapítottam, hogy a felszínen bekövetkező (bekövetkezett) hosszú távú változások a nappali órákra vonatkozóan kiterjeszthetők a légkör alsó, 100 m-es rétegére.

A felszíni párolgás numerikus meghatározása még napjainkban is kihívást jelent. A numerikus modellek hiányosságai, továbbá a talaj és a légkör jellemzőinek mérésében mutatkozó bizonytalanság miatt, a párolgásra vonatkozó kvantitatív következtetések levonása csak megfelelő körülményekkel lehetséges. Figyelembe véve a fentieket, a számított felszíni párolgás és a ködképződés közti összefüggésről a következő megállapításokat tehetem:

- (i) A megfigyelt mennyiségekből számolt vízgőz keverési arány növekedése jól korrelál a számított kumulatív párolgás nagyságával. A légköri feltételek (pl.: hőmérséklet, relatív páratartalom) döntően befolyásolják a felszíni párolgást. A magas légköri RH (>70%) korlátozza a felszíni párolgást, ezért a felszínről a légkörbe történő vízgőz transzport hatása a ködképződésre elsősorban a szárazabb légkörben jelentős (Adhikari & Wang, 2020).
- (ii) Megvizsgáltam, hogy a talaj víztartalmának vertikális profilja hogyan befolyásolja a néhány napra vonatkozó akkumulált párolgást. Az érzékenységi vizsgálat eredményei azt mutatják, hogy a felszínről történő párolgás döntően a talaj felső, 10 cm-es rétegének nedvességtartalmától függ.
- (iii) A modell eredmények alapján megállapítottam, hogy a köd képződését megelőzően a légkör két, rendszerint időben jól elkülönülő lépésben válik telítetté. Az első fázisban a

felszíni párolgásnak köszönhetően növekszik a légkör vízgőztartalma, minél magasabb a légkör hőmérséklete (és alacsonyabb az RH-ja), annál nagyobb a párolgási sebesség. Ha a légköri relatív páratartalom kisebb, mint 80%, a felszínről történő párolgás szoros korrelációt mutat a talaj nedvességtartalmával. A 90%-nál magasabb relatív páratartalom erősen csökkenti a felszínről történő párolgást, és a párolgás sebessége nem függ a talaj nedvességtartalmától. A felszíni párolgás néhány órával a ködképződés előtt befejeződik. A második fázisban, amikor a relatív páratartalom már eléggé magas, néhány óra elég ahhoz, hogy a légkör telítetté váljon. Míg a sugárzási köd esetében a 100%-os RH a hőmérséklet csökkenés következtében alakul ki, addig a felhő alap csökkenéssel kialakuló köd esetében a felhőből lekeveredő telített levegő vezet a 100%-os RH kialakulásához.

## 6. A kutatás további irányai

A kutatás során kapott eredmények újabb kérdéseket vetnek fel.

A hőmérséklet az elmúlt évtizedekben minden évszakban szignifikánsan emelkedett, kiemelkedően télen és nyáron, a légköri relatív páratartalom csökkenése azonban tavasszal a legnagyobb. Meg kívánám vizsgálni, hogy a tavaszi évszakban tapasztalt relatív páratartalom csökkenés és a csapadék esetleges változása között van-e összefüggés. Kimutatható-e a csapadék mennyiségi és időbeli eloszlásának változása tavasszal?

Érdeemesnek tartom megvizsgálni, hogy mi az oka annak, hogy a rádiószonda felszállások relatív páratartalom adatai alapján meghatározott tendencia előjele miért tér el a homogenizált RH adatsor alapján meghatározott változás előjelétől. Ugyanis a 2007 – 2018 közötti időszakban a nyers adatsorok a relatív páratartalom növekedését jelzik minden évszakban és mindkét vizsgált napszakban a felszínen, míg a homogenizált adatsorok esetén, ugyanezen időszak alatt a légköri RH – egész napra vetítve – a klimatológiai normáltól pozitív és negatív irányban egyaránt mutat eltérést. A két adatbázisban rejlő ellentét oka magyarázható azzal, hogy a szonda mérések csak egy rövidebb időszakot jellemeznek, vagy más tényező is szerepet játszhat?

A felszíni párolgás pontos meghatározása még napjainkban is nagy kihívás. A mérést pontosan csak meglehetősen drágán kivitelezhető mérési projektek keretében (liziméter) lehet elvégezni, a modellek pedig többnyire számos paramétert tartalmazó, közelítő összefüggést tartalmaznak a párolgási sebesség meghatározására. Ezért fontos, jövőbeli kutatási irány lehet a talajfelszíni párolgás modellezett eredményeinek összevetése valós, a párolgásra vonatkozó

mérési adatokkal. A modellezett eredmények valós mérésekkel történő összevetése elősegítheti, hogy a modellek pontosabban jelezzék előre a felszíni párolgást.

## **Köszönetnyilvánítás**

Szeretnék köszönetet mondani témavezetőm, Geresdi István támogatásáért. Egyrészt szakmai, másrészt emberi oldalról. Köszönöm azt, hogy lehetőséget kaptam a PhD képzésre, ezzel együtt a fejlődésre, az új kihívások megismerésére, és a sok szakmai ismeret elsajátítására.

Köszönetemet szeretném kifejezni Czigány Szabolcsnak a kutatásom talajtani részével kapcsolatos iránymutatásaiért, tanácsaiért, a pogányi adatok kiolvasásáért és továbbításáért.

Köszönöm szépen Balogh Ricsinek a talajminták szemcseeloszlás meghatározásában nyújtott segítségét.

## Hivatkozási lista

- Abu-hashim, M., Lilienthal, H., Schnug, E., Lasaponara, R. & Mohamed, S. (2023). Can a change in agriculture practice improve soil physic properties. *Sustainability* 2023 15(4), 3573. <https://doi.org/10.3390/su15043573>
- Adhikari, B., & Wang, L. (2020). The potential contribution of soil moisture to fog formation in the Namib Desert. *Journal of Hydrology*, 591, 125326. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125326>
- Ajileye, O.O., Ehijamuse, J.O., Alaga, A.T., Mohammed, S.O., & Halilu, A.S. (2016). Effect of climate variability on relative humidity anomaly over Nigeria. *International Journal of Scientific and Research Publications*, 6, 489-501. ISSN 2250-3153
- Albritton, D.L., Myles R.A., Baede, A.P.M., Church, J.A., Cubasch, U., Xiaosu, D., Yihui, D., Ehhalt, D.H., Folland, Ch.K., Giorgi, F., Gregory, J.M., Griggs, D.J., Haywood, J.M., Hewitson, B., Houghton, J.T., House, J.I., Hulme, M., Isaksen, I., Jaramillo, V.J., ... Zillman, J. (2001). Summary for Policymakers. In Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J. et al. (ed) *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge, United Kingdom and New York, pp 1-20.
- Allaby, M. (2014). *Fog, smoke, and poisoned rain*. Infobase Publishing, New York.
- An, N., Thang, Ch-Sh., Xu, Sh.-K., Gong, X.-P., Shi, B., & Inyang, H.I. (2018). Effects of soil characteristics on moisture evaporation. *Engineering Geology* 239(18), 126-135. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.03.028>
- Antal, E. (1958). A köd gyakorisága és tartama a különböző makroszinoptikus helyzetekben. *Időjárás* 62, 39-45.
- Antal, E. & Péczely, Gy. (1956). Adalékok Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek felhőzeti viszonyaihoz. *Időjárás* 60, 277–286.
- Arun, S.H., Chaurasia, S., Varma, A.K. & Kumar, R. (2021). Impact of effect of meteorological parameters on fog formation using satellite data over the Indo-Gangetic Plains region. *Journal of Geomatics*, 15(2), 189-201.
- Avotniece, Z., Klavins, M., & Lizuma, L. (2015). Fog climatology in Latvia. *Theoretical and Applied Climatology*, 122, 97–109. <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1270-4>



- Baalousha, H.M., Ramasomanana, F., Fahs, M. & Seers, T.D. (2022). Measuring and validating the actual evaporation and soil moisture dynamic in arid regions under unirrigated land using smart field lysimeters and numerical modelling. *Water*, 14(18), 2787. <https://doi.org/10.3390/w14182787>
- van Bavel, C.H.M., & Hillel, D.I. (1976). Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. *Agricultural Meteorology*, 17(6), 453-476. [https://doi.org/10.1016/0002-1571\(76\)90022-4](https://doi.org/10.1016/0002-1571(76)90022-4)
- Benson, C.H., & Gribb, M.M. (1997). Measuring unsaturated hydraulic conductivity in the laboratory and field. *Geotechnical Special Publication*, 113-168.
- Bokwa, A., Wypych, A. & Hajto, M.J. (2018). Impact of natural and anthropogenic factors on fog frequency and variability in Kraków, Poland in the years 1966–2015. *Aerosol and Air Quality Research*, 18, 165-177. <https://doi.org/10.4209/aaqr.2016.12.0580>
- Brown, R., & Roach, W.T. (1976). The physics of radiation fog: II. – a numerical study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102, 335-354. <https://doi.org/10.1002/qj.49710243205>
- Brooks, R.H., & Corey, A.T. (1964). Hydraulic properties of porous media. *Hydrological Paper 27*, Colorado State University, Fort Collins.
- Buckingham, E. (1907). Studies on the movement of soil moisture. US Department of Agriculture, *Bureau of Soils*, 38, Washington, DC, USA.
- Byrne, M.P. & O’Gorman, P.A. (2016). Understanding decreases in land relative humidity with global warming: conceptual model and GCM simulations. *Journal of Climate*, 29, 9045-9061. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0351.1>
- Byrne, M.P., & O’Gorman, P.A. (2018). Trends in continental temperature and humidity directly linked to ocean warming. *The Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115, 4863-4868. <https://doi.org/10.1073/pnas.1722312115>
- Chung S.O., & Horton, R. (1987). Soil heat and water flow with a partial surface mulch, *Water Resources Research*, 23(12), 2175-2186. <https://doi.org/10.1029/WR023i012p02175>
- Colman, R. (2004). On the structure of water vapour feedbacks in climate models. *Geophysical Research Letters*, 31, <https://doi.org/10.1029/2004GL020708>

- Cséplő, A., Sarkadi, N., Horváth, Á., Schmeller, G., & Lemler, T. 2019: Fog climatology in Hungary. *Időjárás* 123, 241-264. DOI:10.28974/idojaras.2019.2.7
- Dai, A. (2006). Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity. *Journal of Climate* 19, 3589-3606. <https://doi.org/10.1175/JCLI3816.1>
- Darcy, H. Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon; Victor Dalmont: Párizs, Franciaország, 1856.
- Dione, Ch., Haeffelin, M., Burnet, F., Lac, Ch., Canut, G., Delanoe, J., Dupont, J-Ch., Jorquera, S., Martinet, P., Ribaud, J-F., & Toledo, F. (2023). Role of thermodynamic and turbulence processes on the fog life cycle during SOFOF3D experiment. *EGUsphere [preprint]*, <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-1224> (utoljára megtekintve: 2024.03.11. napján)
- Duynkerke, P.G. (1991). Radiation Fog: A comparison of model simulation with detailed observations. *Monthly Weather Review* 119, 324-341.
- Egli, S., Maier, F., Bendix, J., & Thies, B. (2015). Vertical distribution of microphysical properties in radiation fogs – A case study. *Atmospheric Research*, 151, 130-145.
- Entekhabi, D., Rodriguez—Iturbe, I., & Castelli, F. (1996). Mutual interaction of soil moisture state and atmospheric processes. *Journal of Hydrology* 184, 3-17. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02965-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02965-6)
- Eugster, W. (2008). Fog research. *Die Erde* 139(1–2), 1–10.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (1990). Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements, ANNEX V, FAO Penman-Monteith Formula, Rome Italy.
- Gaffen, D.J, & Ross, R.J. (1999): Climatology and trends of U.S. surface humidity and temperature. *Journal of Climate*, 12, 811-828. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<0811:CATOUS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<0811:CATOUS>2.0.CO;2)
- Gandhi, et al, (2024). Fog Experiment in Budapest (2020). Micrometeorological measurements during foggy situations (bírálás alatt a Pure and Applied Geophysics folyóiratnál) (utoljára megtekintve: 2024.08.22. napján)
- Gautam, R., & Singh, M.K., (2018). Urban heat island over Delhi punches holes in widespread fog in the Indo-Gangetic Plains. *Geophysical Research Letters*, 45, 1114-1121. <https://doi.org/10.1002/2017GL076794>

- Geresdi, I. (2004). Felhőfizikai folyamatok különböző felhőtípusokban. In I. Geresdi, *Felhőfizika*. (pp. 213-247). Budapest – Pécs: Dialóg Campus Kiadó.
- Geresdi, I. (2015). Légekörfizika. Elektronikus jegyzet.
- Gultepe, I., Pagowski, M., & Reid, J. (2007). Using surface data to validate a satellite based fog detection scheme. *Weather and Forecasting*, 22, 444–456. <https://doi.org/10.1175/WAF1011.1>.
- Held, I.M., & Soden, B.J. (2000). Water vapor feedback and global warming. *Annual Review of Energy and the Environment*, 25, 441-475. <https://doi.org/10.1146/annurev.energy.25.1.441>
- Hide, J.C. (1954). Observations on factors influencing the evaporation of soil moisture. *Soil Science Society of America Journal*, 18(3), 234-239. <https://doi.org/10.2136/sssaj1954.03615995001800030002x>
- Hillel, D. (2003). Introduction to environmental soil physics. Academic Press, ISBN: 978-0-12-348655-4
- Ingram, W.J. (2002). On the robustness of the water vapour feedback: GCM vertical resolution and formulation. *Journal of Climate*, 15, 917-921. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0917:OTROTW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0917:OTROTW>2.0.CO;2)
- Idso, S.B., Reginato, R.J., Jackson, R.D., Kimball, B.A., & Nakayama, F.S. (1974). The three stages of drying of a field soil. *Soil Science Society of America Journal*, 38(5), 831-837. <https://doi.org/10.2136/sssaj1974.036159950038000500037x>
- Jury, W.A., & Horton, R. (2004). Soil physics. John Wiley & Sons. ISBN: 047105965X, 9780471059653
- Kéri, M. (1965). A nagyvárosi jelleg tükröződése Budapest ködviszonyaiban. *Időjárás* 69, 265–270.
- Kreybig, L. (1951). A talajok hő- és vízgazdálkodása. *Mezőgazdasági Kiadó*, Budapest.
- Kunkel, B.A. (1982). Microphysical properties of fog at Otis AFB. U.S. Air Force Geophysics Laboratory. Air Force Geophysics Laboratories, Air Force Systems Command, United States Air Force.

- Kumar, J.B., & Schmeller, G. (2023). Assessment of WRF planetary boundary layer schemes in the simulation of fog events over Hungary. *Időjárás* 127(1), 1-22. DOI:10.28974/idojaras.2023.1.1
- LaDochy, S. (2005). The disappearance of dense fog in Los Angeles: Another urban impact? *Physical Geographie*, 26(3), 177–191. <https://doi.org/10.2747/0272-3646.26.3.177>
- Lakra, K., & Avishek, K. (2022). A review on factors influencing fog formation, classification, forecasting, detection and impacts. *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali* 33, 319-353.
- Lee, T.F. (1987). Urban clear islands in California Central valley fog. *Monthly Weather Review*, 115, 1794-1796.
- Lekshmi, S.S.U., Singh, D.N. & Baghini, M.S. (2014). A critical review of soil moisture measurement. *Measurement* 54, 92-105. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2014.04.007>
- Lépp, I., & Rajkay, Ö. (1957). Repülőtereink éjszakai alkalmasságának kérdései. *Időjárás* 61, 278–284.
- Li, B., Wang, L., Kaseke, K. F., Vogt, R., Li, L., & Seely, M.K. (2018). The impact of fog on soil moisture dynamics in the Namib Desert. *Advances in Water Resources*, 113, 23-29, <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2018.01.004>
- Liu, D.Y., Yang, J., Niu, S.J., & Li, Z.H. (2011). On the evolution and structure of a radiation fog event in Nanjing. *Advances in Atmospheric Sciences*, 28(1), 223-237. <https://doi.org/10.1007/s00376-010-0017-0>
- Liu, W., Han, Y., Li, J., Tian, X., & Liu, Y. (2018). Factors affecting relative humidity and its relationship with the long-term variation of fog-haze events in the Yangtze River Delta. *Atmospheric Environment* 193, 242-250. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2018.09.015>
- Mados (Kotzmann) L. (1939). Öntözési és vízgazdálkodási tanulmányok a tiszafüredi öntözőrendszer területén. *Öntözésügyi Közlemények* 1(1), 89-116.
- Maronga, B., & Bosveld, F.C. (2017). Key parameters for the life cycle of nocturnal radiation fog: a comprehensive large-eddy simulation study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 2463-2480. DOI:10.1002/qj.3100

- Mason, S.J. (1982). The physics of radiation fog. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 60(1), 486-499. DOI: 10.2151/JMSJ1965.60.1\_486
- Meyer, M.B. & Lala, G.G. (1990). Climatological aspects of radiation fog occurrence at Albany, New York. *Journal of Climate*, 3, 577–586. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1990\)003<0577:CAORFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1990)003<0577:CAORFO>2.0.CO;2)
- Mészáros, R. (2013). *Meteorológiai műszerek és mérőrendszerek*. ELTE TTK Földrajzi – és Földtudományi Intézet, (pp. 45).
- Minschwaner, K., & Dessler, A.E. (2004). Water vapor feedback in the tropical upper troposphere: Model results and observations. *Journal of Climate*, 17, 1272-1282. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1272:WVFITT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1272:WVFITT>2.0.CO;2)
- Mohan, M., & Payra, S. (2009). Influence of aerosol spectrum and air pollutants on fog formation in urban environment of megacity, Delhi, India. *Environmental Monitoring and Assessment*, 151, 265-277. DOI 10.1007/s10661-008-0268-8
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3), 513-522. <https://doi.org/10.1029/WR012i003p00513>
- Parlange, M.B., Cahill, A.T., Nielsen, D.R., Hopmans, J.W., & Wendroth, O. (1998). Review of heat and water movement in field soil. *Soil and Tillage Research*, 47(1-2), 5-10. [https://doi.org/10.1016/S0167-1987\(98\)00066-X](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(98)00066-X)
- Peixoto, J.P., & Oort, A.H. (1996). The climatology of relative humidity in the atmosphere. *Journal of Climate*, 9, 3443-3463. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<3443:TCORHI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<3443:TCORHI>2.0.CO;2)
- Philip, J.R. (1957). Evaporation, and moisture and heat fields in the soil. *Journal of Meteorology* 14, 354-366.
- Pinheiro, A.C., Tucker, C.J., Entekhabi, D., Privette, J.L., & Berry, J.A., 2001: Assessing the relationship between surface temperature and soil moisture in southern Africa. *Iahs-Aish Publ*, 296-301. ISSN/ISBN: 0144-7815
- Price, J.D. (2019). On the formation and development of radiation fog: An observational study. *Boundary-Layer Meteorology*, 172, 167-197. <https://doi.org/10.1007/s10546-019-00444-5>

- Probáld, F. (1965). Városi hatások a látástávolságra Budapesten. *Időjárás* 69, 370–374.
- Pruppacher, H.R., & Klett, J.D. (2004). *Microphysics of cloud and precipitation*. Kluwer Academic Publisher
- Rasheed, M.W., Tang, J., Sarwar, A., Shah, S., Saddique, N., Khan, M.U., Khan, M.I., Nawaz, S., Shamshiri, R.R., Aziz, M., & Sultan, M. (2022). Soil moisture measuring techniques and factors affecting the soil dynamics: A comprehensive review. *Sustainability*, 14, 11538. <https://doi.org/10.3390/su141811538>
- Rajkai, K., Várallyay Gy., Pacsepszikj, J.A, & Scserbakov, R.A. (1981). pf-görbék számítása a talaj mechanikai összetétele és térfogattömege alapján. *Agrokémiai és talajtan* 30(3-4), 409-438.
- Richards, L.A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5), 318–333. <https://doi.org/10.1063/1.1745010>
- Schmugge, T.J., Jackson, T.J., & McKim, H.L. (1980). Survey of methods for soil moisture determination. *Water Resources Research* 16(6), 961-979. <https://doi.org/10.1029/WR016i006p00961>
- Schofield, R.K. (1935). The pF of the water in the soil. *International Congress of Soil Science*, 3(2), pp. 37-48.
- Shelia, V., Šimůnek, J., Boote, K., & Hoogenboom, G. (2018). Coupling DSSAT and HYDRUS-1D for simulations of soil water dynamics in the soil-plant-atmosphere system. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 66(2), 232-245. DOI: 10.1515/johh-2017-0055
- Sherwood, S.C., Ingram, W., Tsushima, Y., Satoh, M., Roberts, M., Vidale, P.L., & O’Gorman, A. (2010). Relative humidity changes in a warmer climate. *Journal of Geophysical Research*, 115, <https://doi.org/10.1029/2009JD012585>
- Šejna, M., Šimůnek, J., & van Genuchten, M. Th. (2022). The HYDRUS Software Package for Simulating the One-, Two-, and Three-Dimensional Movement of Water, Heat and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. User Manual Version 5.x. PC-Progress, Prague, Czech Republic
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., & 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. Version 4.16. Department of Environmental Sciences University of California Riverside, Riverside California

- Simmons, A.J., Willett, K.M., Jones, P.D., Thorne, P.W., & Dee, D.P. (2010). Low-frequency variation in surface atmospheric humidity, temperature, and precipitation: Inferences from reanalyses and monthly gridded observational data sets. *Journal of Geophysical Research*, *115*, <https://doi.org/10.1029/2009JD012442>
- Smith, D.K.E., Renfrew, I.A., Dorling, S.R., Price, J.D., & Boutle, I.A. (2021). Sub-km scale numerical weather prediction model simulations of radiation fog. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *147*(735), 746-763. DOI: 10.1002/qj.3943
- Soden, B.J., & Held, I.M. (2006). An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. *Journal of Climate*, *19*, 3354-3360. <https://doi.org/10.1175/JCLI3799.1>
- Spinoni, J., Szalai, S., Szentimrey, T., Lakatos, M., Bihari, Z., Nagy, A., Németh, Á., Kovács, T., Mihic, D., Dacic, M., Petrovic, P., Kržič, A., Hiebl, J., Auer, I., Milkovic, J., Štěpánek, P., Zahradníček, P., Limanowka, D., Pyrc, R. + ... + Vogt, J. (2014). Climate of the Carpathian Region in the period 1961–2010: climatologies and trends of 10 variables. *International Journal of Climatology* *35*(7), 1322-1341. <https://doi.org/10.1002/joc.4059>
- Stefanovits, P., Filep, Gy., & Füleky, Gy. (1999). *Talajtan*. Budapest: Mezőgazda Kiadó.
- Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Alexander, L.V., Allen, S.K., Bindoff, N.L., Bréon, F.-M., Church, J.A., Cubasch, U., Emori, S., Forster, P., Friedlingstein, P., Gillett, N., Gregory, J.M., Hartmann, D.L., Jansen, E., Kirtman, B., Knutti, R., Krishna Kumar, K. ... Xie, S.-P. (2013). Technical Summary. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Stull, R. B. (1988). *An introduction to boundary layer meteorology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Sutton, R.T., Dong, B., & Gregory, J.M. (2007). Land/sea warming ratio in response to climate change: IPCC AR4 model results and comparison with observations. *Geophysical Research Letters*, *34*, <https://doi.org/10.1029/2006GL028164>

- Szezsódi, O., Makó, A., Labancz, V., Barna, Gy., Gálos, B., Bidló, A., & Horváth, A. (2021). Using different approaches of particle size analysis for estimation of water retention capacity of soils: Example of Keszthely Mountains (Hungary). *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica*, 17(1), 37-50. DOI:10.37045/aslh-2021-0003
- Szentimrey, T. (1999). Multiple Analysis of Series for Homogenization (MASH), In Proceedings of the second seminar for homogenization of surface climatological data. Budapest, Hungary: *WMO, WCDMP-No. 41*, pp. 27-46.
- Tardif, R., & Rasmussen, R. M. (2007). Event-based climatology and typology of fog in the New York City region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 1141–1168. <https://doi.org/10.1175/JAM2516.1>
- Tuba, Z., & Bottyán, Zs. (2018). Fuzzy logic-based analogue forecasting and hybrid modelling of horizontal visibility. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 130, 265–277. <https://doi.org/10.1007/s00703-017-0513-1>
- Tzanis, C.G., Koutsogiannis, I., Philippopoulos, K., & Deligiorgi, D. (2019). Recent climate trends over Greece. *Atmospheric Research*, 230, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.104623>
- van Genuchten, M. Th. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892-898. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- Várallyay, Gy., Rajkai, K., Pacsepszki, Ja.A., & Mironenko, E.V. (1979). A pf-görbék matematikai leírása. *Agrokémia és talajtan* 28(1-2), 15-38.
- Vincent, L.A., Wijngaarden, W.A.V., & Hopkinson, R. (2007). Surface temperature and humidity trends in Canada for 1953-2005. *Journal of Climate*, 20, 5100-5113. <https://doi.org/10.1175/JCLI4293.1>
- Wang, Y., Zhang, Y., Yu, X., Jia, G., Liu, Z., Sun, L., Zheng, P., & Zhu, X. (2021). Grassland soil moisture fluctuation and its relationship with evaporation. *Ecological Indicators*, 131, <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.108196>
- Wantuch, F. (2001). Visibility and fog forecasting based on decision tree method. *Időjárás* 105, 29–38.



- Willett, K.M., Jones, P.D., Gillett, N.P., & Thorne, P.W. (2008). Recent changes in surface humidity: Development of the HadCRUH Dataset. *Journal of Climate*, 21, 5364-5383. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2274.1>
- World Meteorological Organization (2017). *WMO Guidelines on the Calculation of Climate Normals*. World Meteorological Organization, Switzerland
- World Meteorological Organization (2019). *Manual on Codes International Codes Volume I.1 Annex II to the WMO Technical Regulations Part A – Alphanumeric Codes 2019 edition*. Geneva 2, Switzerland: World Meteorological Organization. ISBN 978-92-63-10306-2
- Yan, S., Zhum, B., Huang, Y., Zhu, J., Kang, H., Lu, C., & Zhu, T. (2020). To what extents do urbanization and air pollution affect fog? *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(9), 5559–5572. <https://doi.org/10.5194/acp-20-5559-2020>
- Ye, H., Fetzer, E.J., Wong, S., Behrangi, A., Olsen, E.T., Cohen, J., Lambriksen, B.H., & Chen, L. (2014). Impact of increased water vapor on precipitation efficiency over northern Eurasia. *Geophysical Research Letters*, 41, 2941-2947. <https://doi.org/10.1002/2014GL059830>
- Yi, J., Zhao, Y., Shao, M.A., Zhang, J.G., Cui, L.L., & Si, B.C. (2014). Soil freezing and thawing processes affected by the different landscape in the middle reaches of the Heihe River Basin, Gansu, China. *Journal of Hydrology*, 519, 1328–1338. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.08.042>.
- Zheng, C., Simůnek, J., Zhao, Y., Lu, Y., Liu, X., Shi, C., Li, H., Yu, L., Zeng, Y. & Su, Z. (2021). Development of the Hydrus-1D freezing module and its application in simulating the coupled movement of water, vapor, and heat. *Journal of Hydrology*, 598, 126250, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126250>

## Függelék

### A Pogányi repülőtér területén feltárt talajszelvény jegyzőkönyve

WRB talajtípus: Endocalcaric CAMBISOL (Siltic, Ochric)  
Soil Taxonomy talajtípus: Fine-silty, calcic, pachic, mesic Haplustalfs  
Magyar genetikai talajtípus: Ramann-féle barnaföld  
Felszínhasználat: legelő/repülőtér  
Tszf. magasság: 197 m  
Földrajzi helyszín: Pogányi repülőtér, N 45°59'41.98" E 18°14'05.35"



#### Szelvényleírás:

**Ah** – 0–10 cm, humuszos szint, sötétbarna, 10 YR 3/3, közepesen-erősen szerkezetes, apró- közepes poliéderez szerkezetű iszap. Fokozatos, hullámos határ, sok gyökér, pázsitfűfélék

**A** – 10–20 cm, humuszos szint, 10 YR 3/2, erősen- közepesen szerkezetes iszap, apró- közepes poliéderez, Éles határ, kevés-közepes számú gyökér.

**Bk** – 20–38 cm, 10 YR 3/4, nagyon erősen szerkezetes, apró- közepes szemcsés-poliéderez, szemcsés szerkezetű iszap. Agyaghártyák, bevonatok, nagyon kevés gyökér;

**Bck** – 38-70 cm 10 YR 3/4, erősen szerkezetes, közepes szemcsés-poliéderez iszap. Karbonátos, mészkonkréciók, kiválások.

Táblázat 1. A vizsgált talaj néhány kémiai jellemzője

Talajszint	Mélység [cm]	Só m/m%	EC dS/m	SOM [%]	C <sub>org</sub> [%]	pH		CaCO <sub>3</sub> [g·kg <sup>-1</sup> ]
						H <sub>2</sub> O	KCl	
Ah	0–10	0,02	0,396	1,28	0,74	6,9	6,6	28,02
A	10–20	0,04	0,329	1,41	0,81	7,7	7,3	33,35
Bk	20–38	<0,02	0,297	0,7	0,4	8,2	7,7	80,46
Bck	38–70	<0,02	0,263	0,46	0,26	8,6	8,1	92,22

Táblázat 2. A vizsgált talaj szemcseméret eloszlása

Frakció és a jellemző szemcseátmérő	Talajminta mélysége és a frakcióhoz tartozó szemcseméret eloszlás %-os aránya			
	Ah	A	Bk	BCk
agyag: <2 µm	1,04	1,03	1,32	1,27
iszap: 2 µm - 50 µm	87,37	80,85	77,61	68,56
nagyon finom homok: 50 µm - 100 µm	10,75	15,83	20,4	28
finom homok: 100 µm - 250 µm	0,81	2,25	0,69	2,17
közepes homok: 250 µm - 500 µm	0,03	-	-	-

A talajszelvényből mintavételezés során vett talajminták





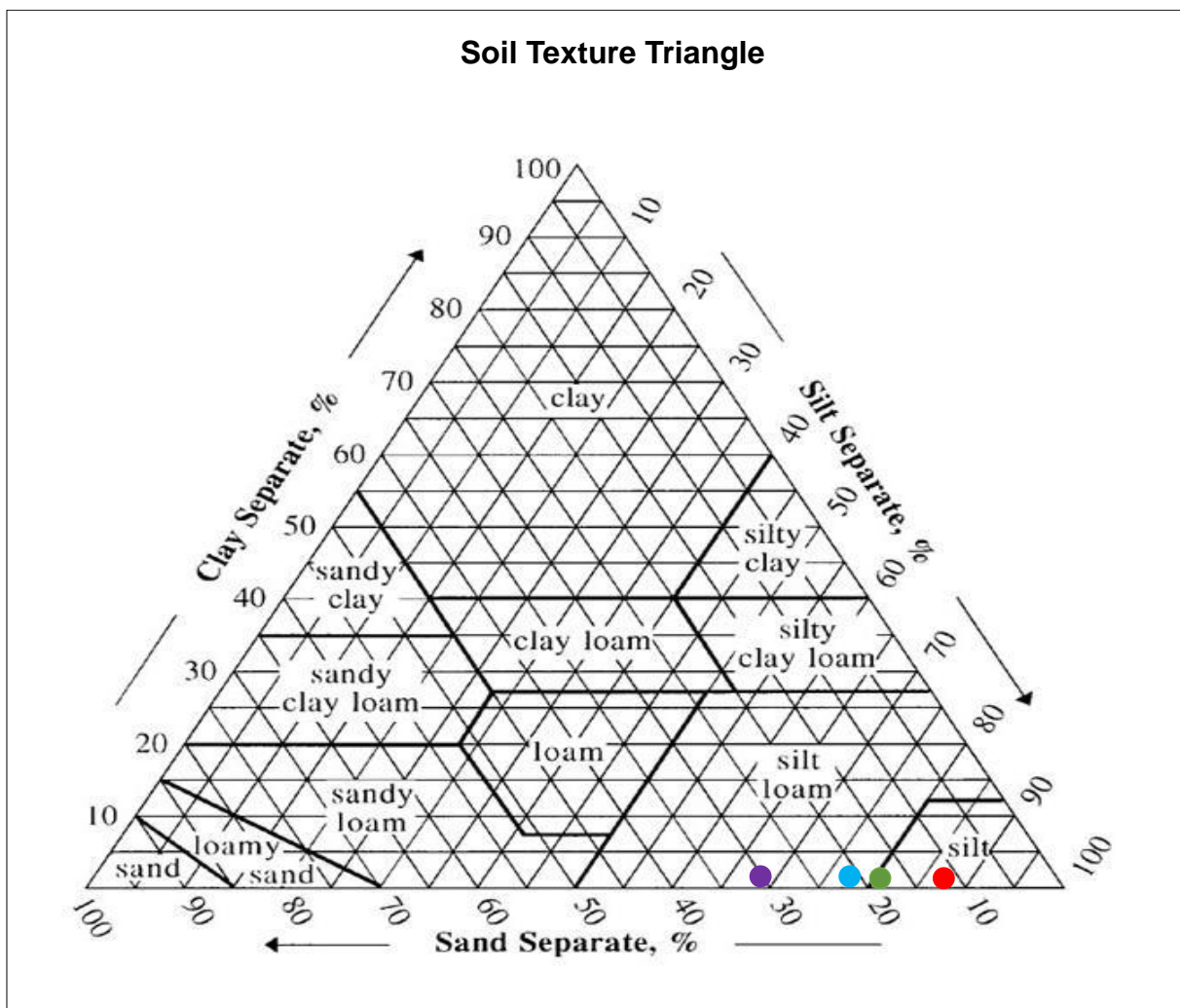
## A talajszelvény környezete



## Szemcseméret-eloszlás meghatározása

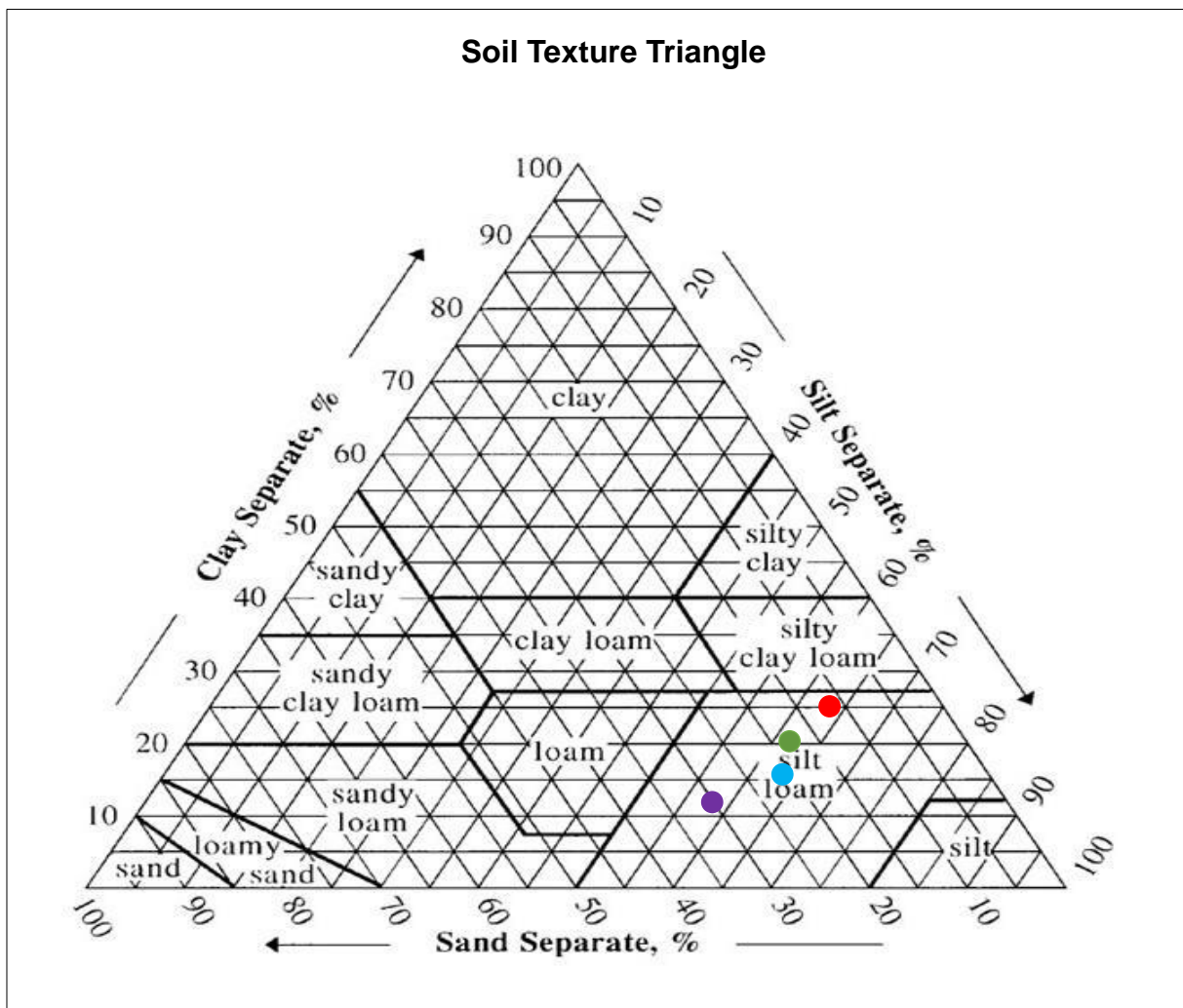
A dolgozatban bemutatott szemcseméret-eloszlás (%) és a hozzá tartozó talajtextúra meghatározásához használt textúra-háromszög (a mélységet jelölő adatok háttérének színe az ábrán található jelek színével van összefüggésben):

	szemcseméret	10 cm	20 cm	38 cm	50 cm
agyag	<2 $\mu\text{m}$	1,04	1,03	1,32	1,27
szilt	2 $\mu\text{m}$ - 50 $\mu\text{m}$	87,37	80,85	77,61	68,56
nagyon finom homok	50 $\mu\text{m}$ - 100 $\mu\text{m}$	10,75	15,83	20,4	28
finom homok	100 $\mu\text{m}$ - 250 $\mu\text{m}$	0,81	2,25	0,69	2,17
közepes homok	250 $\mu\text{m}$ - 500 $\mu\text{m}$	0,03			



A módosított szemcseméret-eloszlás (%) és a hozzá tartozó talajtextúra meghatározásához használt textúra-háromszög (a mélységet jelölő adatok háttérének színe az ábrán található jelek színével van összefüggésben):

	<i>szemcseméret</i>	10 cm	20 cm	38 cm	50 cm
agyag	<7 $\mu\text{m}$	24,94	20,09	15,49	11,63
szilt	7 $\mu\text{m}$ - 50 $\mu\text{m}$	63,47	61,79	63,44	58,2
nagyon finom homok	50 $\mu\text{m}$ - 100 $\mu\text{m}$	10,75	15,83	20,4	28
finom homok	100 $\mu\text{m}$ - 250 $\mu\text{m}$	0,81	2,25	0,69	2,17
közepes homok	250 $\mu\text{m}$ - 500 $\mu\text{m}$	0,03			



Az első esetben a talajszelvény 10 és 20 cm-es mélységében iszap, a 38 és 50 cm-es mélység esetében iszapos vályog textúrát tudtam meghatározni. A módosított agyagfrakció határokkal mind a 4 mélységre egyaránt iszapos vályog textúrát kaptam.