



MISKOLCI EGYETEM  
MIKOVINY SÁMUEL FÖLDTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA

Doktori Iskola vezetője:  
Prof. Dr. Szűcs Péter  
egyetemi tanár

CSAPADÉK ÉS TALAJVÍZSZINT ADATOK PERIODICITÁSÁNAK VIZSGÁLATA KELET-  
MAGYARORSZÁGON KITEKINTÉSSEL A KÁRPÁT-MEDENCÉRE

Doktori (PhD) értekezés

KÉSZÍTETTE:

**Ilyés Csaba**  
okl. hidrogeológus mérnök

TUDOMÁNYOS TÉMAVEZETŐK:

Prof. Dr. Szűcs Péter  
egyetemi tanár

Dr. Turai Endre  
egyetemi magántanár

Miskolc, 2024. január 22.

# Tartalomjegyzék

Tartalomjegyzék.....	I
Ábrajegyzék .....	III
1. Bevezetés.....	1
1.1 Célkitűzés .....	1
1.2 Munkaterv.....	2
2. A vizsgált területek bemutatása .....	5
2.1 Nyírség.....	5
2.1.1 Földtan .....	5
2.1.2 Vízföldtan .....	8
2.1.3 Éghajlati jellemzők .....	10
2.2 Hajdúság .....	12
2.2.1 Földtan .....	12
2.2.2 Vízföldtan .....	13
2.2.3 Éghajlati jellemzők .....	16
3. Csapadékadatok elemzése .....	17
3.1 Irodalmi áttekintés .....	17
3.1.1 A Föld és Magyarország általános éghajlata.....	17
3.1.2 Periódusok az éghajlatkutatásban .....	19
3.1.3 Csapadékciklusok korábbi kutatások alapján .....	24
3.2 Anyag és módszer.....	26
3.2.1 Spektrális elemzés.....	26
3.2.2 Wavelet-elemzés .....	29
3.2.3 Keresztkorrelációs elemzés .....	30
3.2.4 Kereszt-spektrális elemzés .....	31

3.2.5 Felhasznált adatok.....	32
3.3 Éves csapadékösszegek .....	33
3.4 Havi csapadékösszegek .....	38
3.5 Napi csapadékösszegek .....	43
3.6 Előrejelzés éves adatokból.....	49
3.7 Wavelet-elemzés.....	52
3.8 Klímajelenségek hatásainak vizsgálata .....	56
3.9 Következtetések.....	62
4. Talajvíz idősorok csoportosítása .....	67
4.1 Irodalmi áttekintés .....	67
4.2 Anyag és módszer.....	71
4.2.1 Adatok jellemzői .....	72
4.2.2 Idősorok trendelemzése.....	73
4.3 Eredmények .....	80
4.3.1 Csoportosítás idősoros jellemzők alapján .....	80
4.3.2 Csoportosítás neurális háló alapján.....	82
4.4 Következtetések.....	86
5. Talajvíz idősorok periódusainak elemzése.....	88
5.1 Irodalmi áttekintés .....	88
5.2 Anyag és módszer.....	90
5.3 Eredmények .....	91
5.3.1 Talajvíz idősorok spektrális elemzése .....	91
5.3.2 Keresztkorrelációs függvények eredményei havi adatokkal.....	95
5.3.3 Kereszt amplitúdó függvények eredményei havi adatokkal .....	97
5.3.4 Keresztkorrelációs függvények eredményei napi adatokkal.....	99
5.3.5 Kereszt amplitúdó függvények eredményei napi adatokkal .....	101
5.4 Következtetések.....	102

6. Tézisek .....	106
7. Összefoglalás.....	108
8. Summary .....	110
9. Köszönetnyilvánítás .....	112
10. Irodalomjegyzék.....	113
11. Saját tudományos közlemények (MTMT alapján).....	127
12. Mellékletek.....	135
1. melléklet: Diszkrét Fourier-transzformáció python programja .....	135
2. melléklet: Keresztkorreláció és keresztspektrális elemzés python programja .....	136
3. melléklet: A csoportosítás ábrái .....	143

## Ábrajegyzék

1. ábra: A Hajdúság északi részének, valamint a Nyírség mélyföldtani szelvénye (Csiki, 1971) .....	5
2. ábra: É-D-i irányú földtani szelvény a pleisztocén rétegösszlet felépítéséről (Virág, 1978) .	7
3. ábra: É-D-i hidrodinamikai hosszszelvény a Nyírségben (Marton, 1981).....	9
4. ábra: A mintaterület 1:500 000 felszíni földtana (MBFSZ térképszerkesztés), Jelmagyarázat: 2Q: folyóvízi üledék, 4Q: Tavi üledék, 5Q: Mocsári üledék, 6Q: futóhomok, 7Q: Lejtő- (deluviális, csuszamlásos, omlásos, szoliflukciós) képződmények, 9Q: Folyóvízi üledék (középső–felső-pleisztocén), 13Q: Lössösszlet .....	11
5. ábra: A talajvíztükör átlagos mélysége a Hajdúság és Nyírség területén (MBFSZ, 2022) térképszerkesztés.....	15
6. ábra: Magyarország klimatikus régiói (Péczely, 2006; OMSZ, 2018) .....	18
7. ábra: A vizsgálathoz használt mérőhelyek Magyarország területén (szerző saját szerkesztése) .....	32
8. ábra: Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Budapesten 1901-2010 között éves adatok alapján (szerző saját szerkesztése).....	34
9. ábra: Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Debrecenben 1901 és 2010 között éves adatok alapján (szerző saját szerkesztése).....	35
10. ábra: Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Pécsen 1901 és 2010 között éves adatok alapján (szerző saját szerkesztése).....	35

11. ábra: Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Szombathelyen 1901 és 2010 között éves adatok alapján (szerző saját szerkesztése).....	36
12. ábra: Az éves adatokból számított ciklusok, jelölve a közös periódusokkal (szerző saját szerkesztése).....	37
13. ábra: Relatív amplitúdó spektrum 1901-2010 között Debrecen (a) és Pécs (b) esetében 1 % fehér zajjal (szerző saját szerkesztése) .....	37
14. ábra: Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Budapesten 1901. január és 2010. december között havi adatok alapján (szerző saját szerkesztése) .....	39
15. ábra Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Debrecenben 1901. január és 2010. december között havi adatok alapján (szerző saját szerkesztése) .....	39
16. ábra: Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Pécsen 1901. január és 2010. december között havi adatok alapján (szerző saját szerkesztése) .....	40
17. ábra: Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Szombathelyen 1901. január és 2010. december között havi adatok alapján (szerző saját szerkesztése) .....	41
18. ábra: A havi adatokból számított ciklusok, jelölve a közös periódusokkal (szerző saját szerkesztése).....	42
19. ábra: A napi csapadék relatív amplitúdó spektruma Szombathely (a) és Budapest (b) esetében (szerző saját szerkesztése) .....	45
20. ábra: A napi csapadékvértékek relatív amplitúdó spektruma Debrecen (a) és Pécs (b) esetében (szerző saját szerkesztése) .....	45
21. ábra: A Debreceni éves csapadékösszegekből készített előrejelzések, 10 ciklus felhasználásával (a), valamint 18 periódus segítségével (b) (szerző saját szerkesztése) .....	49
22. ábra: A validálási fázis korrelációs együtthatói (szerző saját szerkesztése) .....	51
23. ábra: A megfelelő periódusidejű ciklus (x) és az évi csapadékvértékek (y) keresztkorrelációs függvénye (szerző saját szerkesztése) .....	52
24. ábra: A megfelelő periódusidejű ciklus (x) és az évi csapadékvértékek (y) keresztkorrelációs függvénye (II) (szerző saját szerkesztése).....	53
25. ábra: Az egy éven belüli cikluseloszlás három kiemelt esetben, 1918 (a), 1954 (b), valamint 1994 (c) években Debrecenben vizsgálva (szerző saját szerkesztése) .....	55
26. ábra: Keresztkorreláció az AO és a Kárpát-medencei csapadék között (szerző saját szerkesztése).....	56
27. ábra: Keresztamplitúdó az AO és a Kárpát-medencei csapadék között (szerző saját szerkesztése).....	57
28. ábra: Keresztkorreláció az NAO és a Kárpát-medencei csapadék között (szerző saját szerkesztése).....	58

29. ábra: Keresztamplitúdó az NAO és a Kárpát-medencei csapadék között (szerző saját szerkesztése).....	58
30. ábra: Keresztkorreláció az AMO és a Kárpát-medencei csapadék között (szerző saját szerkesztése).....	59
31. ábra: Keresztamplitúdó az AMO és a Kárpát-medencei csapadék között (szerző saját szerkesztése).....	60
32. ábra: A vizsgált kutak térképi ábrázolása (sötét pontok) (szerző saját szerkesztése) .....	71
33. ábra: A nyers mérési adatok eloszlása (a) és a standardizált eloszlás (b) (cm) (szerző saját szerkesztése).....	72
34. ábra: A szezonális modell becsült havi dummy együtthatói (referencia=január) (szerző saját szerkesztése).....	75
35. ábra: A klaszterek átlagos szezonális együttható, valamint a maximum=1-re normalizált értékek (szerző saját szerkesztése) .....	81
36. ábra: A csoportosítás eredményei a kutak földrajzi helye alapján (idősoros jellemzőkkel) (szerző saját szerkesztése).....	82
37. ábra: Neurális háló sematikus szerkezete (szerző saját szerkesztése).....	84
38. ábra: A csoportosítás eredményei a kutak földrajzi helye alapján (neurális hálóval) (szerző saját szerkesztése) .....	85
39. ábra: A képzett csoportok a szezonális ingadozás mértéke alapján az idősoros (a) és a neurális háló (b) módszertana alapján (100% = átlagos ingadozás) (szerző saját szerkesztése) .....	86
40. ábra: A havi mintavételezésű talajvíz idősorok spektrumai Debrecen (a), Kocsér (b) valamint Nyírcsászári (c) mérőpontokon (szerző saját szerkesztése) .....	92
41. ábra: A havi mintavételezésű csapadék és talajvízszint idősorok spektrumai Debrecenben (szerző saját szerkesztése).....	94
42. ábra: A keresztspektrális elemzésbe bevont kutak helyei (szerző saját szerkesztése) .....	95
43. ábra: A keresztkorrelációs számítások eredményei (szerző saját szerkesztése).....	96
44. ábra: A keresztkorrelációs vizsgálat eredménye térképen ábrázolva (a késleltetések hónapokban mutatva) (szerző saját szerkesztése) .....	97
45. ábra: Az egyes mérőhelyek vízszint-csapadék kereszt amplitúdó függvényei (szerző saját szerkesztése).....	98
46. ábra: A napi adatokkal végzett keresztkorrelációs vizsgálatba bevont kutak helye Debrecenben (szerző saját szerkesztése).....	100
47. ábra: A keresztkorrelációs számítás eredménye Debrecen területén, napi adatok alapján (szerző saját szerkesztése).....	100

48. ábra: Az egyes mérőhelyek vízszint-csapadék kereszt amplitúdó függvényei (szerző saját szerkesztése).....	102
49. ábra: A kutak átlagos mélységének eloszlása (szerző saját szerkesztése).....	143
50. ábra: A teljes és egyedi szezonális modell kutankénti R2 értékeinek eloszlása (szerző saját szerkesztése).....	143
51. ábra: Idősoros elemzés paramétereinek dendogrammja (szerző saját szerkesztése).....	144
52. ábra: A neurális háló embedding paramétereivel készült klaszterezés dendogrammja (szerző saját szerkesztése) .....	144

# 1. Bevezetés

## 1.1 Célkitűzés

A felszín alatti vizeink különösen fontosak az ivóvízellátás, egészség, élelmiszerellátás, energia, és az ökoszisztéma szempontjából is. Kutatások kimutatták, hogy a felső 2 km-es kontinentális kéregben található 22,6 millió km<sup>3</sup> rétegvíz jelentős részének átlagos kora mindössze 50 év körülire tehető (Gleeson és társai, 2016), így a változó klímához való alkalmazkodás, a felszín alatti vizekkel való felelős gazdálkodás különösen fontos. A felszín alatti vizek erőteljesen kitettek a jelenkori hatásoknak. A jövőbeli lehetséges változásokat Smerdon (2017) részletezte, a különböző statisztikai modellek alapján várható becsült hatásokat figyelembe véve.

Évente nagyságrendileg 400 000 km<sup>3</sup> mennyiségű víz vesz részt a globális víz körforgásában, amire a folyamatosan változó klíma igen nagy hatással tud lenni. Magyarországon az ivóvíz 95 %-át felszín alatti vízádókból termelik ki, így a változó klíma és a szélsőséges időjárási viszonyok, akár egy kis változás a víz körforgásában hatással lehet ezekre a vízádókra és azok utánpótlási viszonyaira is. Ezért ezen hatások és következmények vizsgálata igen fontos vízgazdálkodási és vízvédelmi kérdés az egész Kárpát-medencében. A klímaváltozás hatásait részletesen – külön kiemelve a magyarországi érintett területeket – Rothárné és Tóth (2008) és Szlávik (2003) gyűjtötte össze tanulmányában. Munkájukban részletezik, hogy a felszín alatti vizek rendszerei különösen érzékenyek a meteorológiai elemek kismértékű, de tartós megváltozására, vagy az emberi beavatkozásokra. Így a hidrológiai ciklus felszín alatti vizeket érintő elemeinek vizsgálata a Kárpát-medencében a folyamatok jobb megértéséhez, a víz körforgásának vizsgálatához elengedhetetlen.

A közelmúltban többek között a Miskolci Egyetemen is számos kutatási projektben vizsgálták a szélsőséges időjárási viszonyok hatását a felszín alatti vizekre (Darabos és társai, 2018; Madarász és társai, 2015). Szöllősi-Nagy (2018) szerint a szélsőséges időjárási viszonyok miatt a vízciklus egyre jobban felgyorsul. Az extrém meteorológiai események száma várhatóan növekedni fog, a száraz és csapadékos időszakok jobban elkülönülnek egymástól. A száraz évszakokban hosszabb csapadékmentes időszakokat prognosztizálnak, míg a csapadékos évszakban a csapadékesemények intenzitásában és eloszlásában várható változás. A rövid idő alatt lezúduló nagy mennyiségű csapadékok számának növekedése várható, ami a beszivárgási kapacitás maximuma miatt a felszíni lefolyást fogja növelni, így



összességében a talajvíztükröt elérő víz mennyisége csökkeni fog (Szöllősi-Nagy, 2020). Szilágyi és Józsa (2008) szerint a „a víz körforgása intenzívebbé válik, azaz egy időben több víz tartózkodik a légkörben, a vízgőz tíz-tizenegy napos légköri tartózkodási ideje pedig lerövidül”. A hidrológiai ciklus „gyorsulását” vizsgálta Del Genfo és társai (1991) valamint Huntington (2006), és hasonló következtetésre jutottak.

A hidrológiai ciklus felgyorsulásának elmélete nem teljesen elfogadott. Más kutatók vitatják ezt az elméletet (Koutsoyiannis, 2020; Szarka, 2020a). Koutsoyiannis (2020) elemzéseiben cáfolta a trendszerű ciklusgyorsulást, sokkal inkább többféle irányú ingadozásokat mutatott ki.

Az bizonyos, hogy a változó klíma és a szélsőséges időjárási viszonyok erősebb megjelenése globális és helyi szinten is befolyásolhatják a vízkörforgást. A száraz és csapadékos időszakok egyre intenzívebbé válnak. A vízgazdálkodási gyakorlatnak képesnek kell lennie a változások kezelésére a növekvő vízigények kielégítése érdekében, úgy, mint kommunális-, ipari- és mezőgazdasági vízigény valamint klímamitigáció. A vízzel kapcsolatos problémák sikeres megoldása érdekében meg kell érteni a hidrológiai ciklus komponensinek ciklikus viselkedését. A dolgozat célja ezen hidrológiai ciklus két jelentős elemének, a csapadéknak, valamint a felszín alatti vízkészleteknek a vizsgálata a Kárpát-medencében, az elérhető csapadékösszegek és talajvízszint adatsorok segítségével, fejlett matematikai módszerek alkalmazásával.

## 1.2 Munkaterv

A fent vázolt kutatási célkitűzések kiindulásához az elérhető forrásokból egy adatbázist hoztam létre. A csapadékadatok lefedik Magyarország különböző tájegységeit, a talajvizes megfigyelőkutakat döntően az Alföld keleti részéről választottam ki, mintaterületként a Nyírség és Hajdúság tájait jelöltem ki. Ez a nagyrészen leáramlási jelleget mutató terület, amely különösen kitett a változó klímának. Gyakran előfordul, hogy egyazon területen akár egy naptári éven belül legnagyobb a vízhiány (aszály), majd a legnagyobb a víztöbblet (árvíz, belvíz). A korábbi projektmunkák során a Vízügyi Igazgatóságoktól származó 45 talajvizes megfigyelőkút nyers adataiból havi átlagos vízszinteket számítottam ki, majd rendszereztem, valamint az Országos Meteorológiai Szolgálat elérhető 120 év hosszúságú napi, havi, és éves adataiból, a csapadékösszegek összegyűjtése és rendszerezése után egy nagyméretű adatbázist alakítottam ki. Az adatok havi átlagos vízszint értékek, havi, napi és

éves csapadékösszegek a Kárpát-medence területének nagy részéről, így dolgozatomban a medence csapadékösszegeit, valamint azok talajvízzel való kapcsolatát tudtam vizsgálni matematikai módszerekkel.

Első lépésként a különböző mintavételezésű csapadékösszegeken végeztem vizsgálatokat a diszkrét Fourier-transzformáción alapuló spektrális elemzéssel, amely segítségével különböző hosszúságú és amplitúdójú ciklusok kerültek kiszámításra négy magyarországi nagyváros mérőhelyén mért csapadékadatokból. Ezek az eredmények segíthetnek a számos tényező által befolyásolt, amúgy sztochasztikusnak gondolt csapadékhullások megértéséhez, a bennük rejlő mintázatok feltérképezése által. A kiszámított ciklikus komponenseket felhasználva egy determinisztikus alapokon nyugvó előrejelzést készítettem, különböző scenáriókkal Debrecen térségére, valamint Wavelet-elemzés segítségével a definiált periódusok időbeli függőségének idősoron belüli vizsgálatára. A regisztrált jelekben keresett ciklusok alakja harmonikus függvényekkel írható le; a vizsgálatban szinusz hullám csomagot használtam. A spektrális analízis, a Wavelet-elemzés, valamint az előrejelzés készítésével a csapadékösszegekben rejlő mintázatok jobban megismerhetők lettek, így a véletlenszerű folyamat szabályszerűségei jobban körülírhatóak. Vizsgáltam, hogy a különböző klímajelenségek milyen kimutatható lineáris kapcsolatban állnak a lehullott csapadék mennyiségével, majd a keresztpektrális elemzés módszertanával a kapcsolatban rejlő ciklikusságot is definiálni tudtam, amelyek összehasonlíthatóak a csapadékösszegekben kimutatott periódusokkal.

A második lépésben hasonló spektrális módszerrel vizsgáltam a sekély talajvízes rendszerek kiválasztott mintaterületeiről kijelölt kutak idősorait is. A kiválasztott kutak döntő részben leáramlási területeken találhatóak. A kiválasztás során törekedtem, hogy a három terület (Hajdúság, Nyírség, valamint kitekintésként Duna-Tisza köze) olyan kútadatát válasszam ki, amely a lehető leghosszabb, mégis adathiányoktól mentes idősor. A kapott periódusokat összehasonlítottam a korábban elvégzett csapadékösszegek periódusaival hasonlóságokat keresve.

A kapcsolat pontosabb megismeréséhez a keresztkorreláció, valamint a keresztpektrális elemzés módszertanával késleltetési időket, és a kapcsolatban rejlő ciklikus komponenseket tudtam definiálni. Ezen vizsgálatokhoz a korábban mintaterületként kijelölt Hajdúság-Nyírség elérhető adathiány mentes kútjainak idősorát, valamint a Debrecenben mért csapadékösszegeket használtam. A vizsgálatok során lehetőségem volt a havi átlagos

vízszint adatok elemzése után napi felbontású adatok használatára is, így sikerült egy nagyobb ívű kapcsolatot, egy hónapokban mérhető, továbbá egy gyorsabb, napokban mérhető kapcsolatot is kiszámítani Debrecen környékére, a csapadék és talajvízszintek összefüggéseinek számszerűsítéséhez.

A kereszt spektrális elemzés segítségével a két vizsgált hidrológiai adatsorban periodikus komponenseket kerestem, mindkét mintavételezési idő esetében.

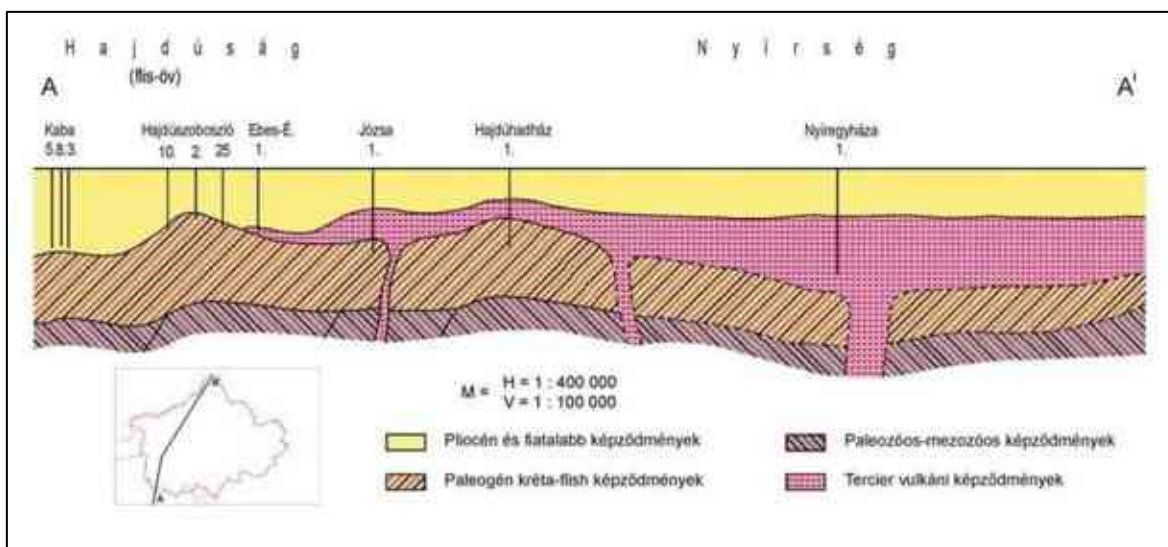
A harmadik lépésként a kijelölt Hajdúság-Nyírségi mintaterületekről származó összes elérhető kút adatait felhasználva egy új csoportosítási módszert állítottam elő, aminek segítségével a különböző időintervallumokban mért, sokszor adathiányos idősorok a dinamika csoportokba rendezhetőek, a további vizsgálatukat megkönnyítve.

A dolgozat a fent felvázolt vizsgálatokat tartalmazza. A mintaterület geológiai, vízföldtani és éghajlati leírása után a csapadékadatok elemzésének bemutatása követi. A fejezetek rövid szakirodalmi feldolgozással kezdődnek, amit az elemzéshez használt módszerek leírata követ, végül bemutatom az eredményeket és azok értelmezését. A lehullott csapadék vizsgálatát a talajvizes rétegek vízszintadatainak elemzése követi, egyfelől lineáris regressziós eljáráson alapuló csoportosítás, másfelől spektrális elemzés eredményei.

A számítások elvégzése után a hidrológiai ciklus ezen két elemének időbelisége jobban megismerhetővé válik, a bennük rejlő szabályszerűségek (lokális, regionális és kontinentális) kiszámításra kerültek, így a természeti folyamatok jobban megérthetőek. Ez kifejezetten lényeges, mivel a csapadékból történő beszivárgás a sekély talajvizes rétegek legfontosabb utánpótlódási forrása, így bármilyen változás ebben hatással van a mélyebb rétegek utánpótlódására, a felszín alatti vizes áramlási rendszereire is, ami a fenntartható vízgazdálkodás szempontjából kiemelt jelentőségű.

## 2. A vizsgált területek bemutatása

A dolgozatomban bemutatott vizsgálatok célja a Hajdúság és Nyírség területének csapadék és talajvíz-viszonyainak jobb megismerése. Ez a terület, amely a szélsőséges és változékony időjárásnak leginkább ki van téve a Kárpát-medencében, valamint mind beáramlási területek, amelyek a felszín alatti rétegek utánpótlódása szempontjából különösen fontosak. Így a kutatási terület e két térségre koncentrálódik.



1. ábra: A Hajdúság északi részének, valamint a Nyírség mélyföldtani szelvénye (Csiki, 1971)

### 2.1 Nyírség

#### 2.1.1 Földtan

A terület földtanát a különböző nagy mélységű fúrásokból, továbbá a víznyerés céljából kialakított hideg vizes kutak földtani dokumentációjából ismerjük (1. ábra). A Nyírség a Tiszai Nagyszerkezeti Egység része, mely nagy mélységben flisösszletű aljjal rendelkezik. A középtáj az Alföld Észak-keleti részén található, onnan szigetszerűen emelkedik ki. A felszínének alakításában a folyóvízi munka a legszámottevőbb.

A pleisztocén időszakában az Alföld egésze süllyedő térszín volt, melyet a felsőpannonban a Pannon beltenger teljesen elborított. Ez a későbbiek folyamán feltöltődött és beltóvá alakult, amit a későbbiekben a vízfolyások nagy mennyiségű üledékkel töltöttek fel (Borsy, 1961).

A negyedidőszaki rétegek 1000 méter vastag pannóniai rétegekre települtek, az alatt nagy vastagságú harmadkori, főleg vulkáni kőzetek találhatóak. A miocén vulkanitok alatt található a kréta-paleogén flis. A medence aljzat változó felületű paleozoós-mezozoós alaphegység, vastagsága 1000 és 2500 m közötti. A pliocén második felében, az Alföldet feltöltő folyók hordalékkúpokat alkottak a Nyírség déli részén. A Nyírség északkeleti része ebben az időben megemelkedett, jelentősen, ami megnövelte a folyók eróziós tevékenységét.

A pleisztocénben az Alföld területe folyamatosan, nagymértékben süllyedt. A Pannon-tó megszűnését követően a peremhegységek irányából a medence közepe felé tartó folyók kezdték el feltölteni a mélyebben fekvő területeket. Ezek a folyók név szerint az Észak-keleti Kárpátokból származó Ősi Tapoly, Ondava, Laborc, Ung, Latorca, Borsava, Nagyág, Tarac valamint Talabor vizeit gyűjtő Tisza, és az Erdélyi Medencéből érkező Szamos, Kraszna.

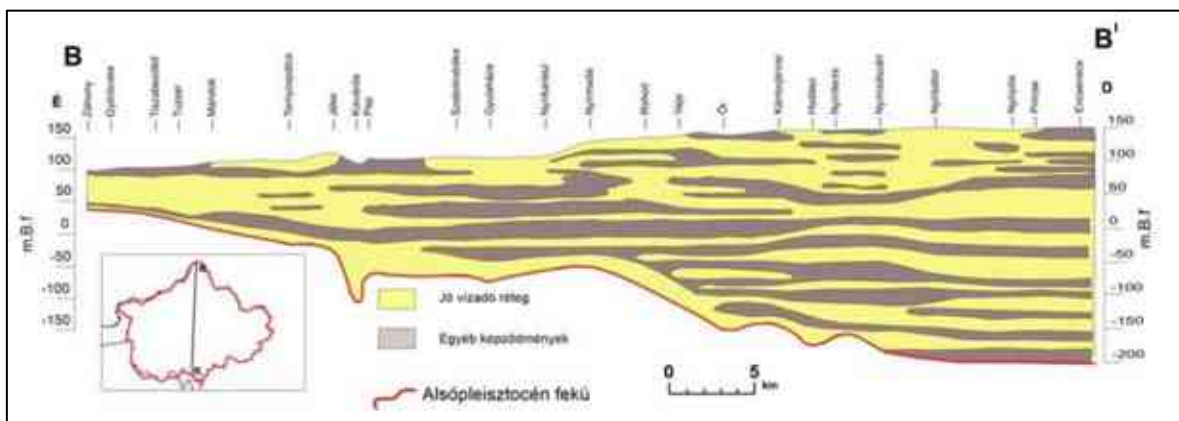
A Nyírség az alföldi medencét kelet felől felöltő hordalékkúp-rendszer része, a terület a központi elhelyezkedése miatt maga felé vonzotta a környező folyókat. A Nyírséget a Tapoly-Ondava szerkezeti vonal és a Laborc völgyét követő törés három É-D irányú pásztára osztotta fel. A középső rész süllyedt a legjobban a pleisztocén során.

Az alsó-pleisztocénben durva homokos-kavicsréteg alakult ki a területen (2. ábra), amik a Nyírség legnagyobb víztározó rétegei. A középső-pleisztocénben változás állt be az üledékképződésben, mivel csökkent a folyók munkavégző képessége, így a korábbi durvaszemcsés üledéket finomabb szemcséjű homok, tavi és mocsári képződmények váltották fel. A pleisztocén közepén a pannóniai felszín süllyedni kezdett, így a folyók munkavégző képessége a hegyvidéki szakaszon felerősödött, hordalékukat a hegylábi területeken halmozták fel. A felső-pleisztocénben megújultak a valachi földkéreg szerkezeti mozgások, a tektonikus okoknak köszönhetően a területet feltöltő Tisza és Szamos a mai Érvölgy környékére került le, ahol megkezdte eróziós tevékenységét. A mozgások következtében a középső pleisztocénnél nagyobb, azonban az alsó pleisztocénnél kisebb süllyedés következett be. A területen általánosságban közép- és aprószemű homok rakódott le.

A hordalékkúp peremén finomhomok és iszapos rétegek települtek. A terület fejlődéstörténetében a legnagyobb változás az óholocén elején játszódott le a felső pleniglaciálisban, amikor a Bodrogek és a Rétköz valamint az erőbben süllyedésnek induló Beregi-síkság 15-20 métert süllyedt, a Nyírség középső része viszont 25-30 métert

emelkedett. Az újabb tektonikus süllyedés eredményeképp a Bodrogtörzs felé vette az irányt a Tisza, elhagyva a fent említett Ér völgyet (Borsy, 1989). A kárpátaljai folyók így elhagyták a területet, a Nyírség élő vízfolyás nélkül maradt (Urbancsek, 1977). Így nagy területek, köztük a Délkeleti Nyírség is ármentes területté vált, utat adva a szél felszínalkotó tevékenységének. A szél felszínalkotó munkája oda vezetett, hogy itt alakult ki a Nyírség legmagasabb pontja, a Nyírbogát környékén található Hoportyó, 183 m magasságával. A szél felszínalkotó munkája nyomán szélbarázdák, deflációs mélyedések, garmadák, maradványgerincek alakultak ki (Borsy, 1989).

Még napjainkban is a nyírségi homokdomboság magassága meghaladja a tengerszint feletti 150 métert, a körülötte lévő síkságok magassága 100-110 méter. A terület középső részén egy Kelet-Nyugat irányú vízválasztó alakult ki. A korábbi felszíni homok futóhomokká alakult át, jelentős relief különbségekkel (4. ábra). Nagyrészt 0,01-0,1 mm átmérőjű szemcsékből áll, a típusos, szél által szállított homokhoz képest kevésbé jól osztályozott. A területet lösz és löszös homok is egyaránt jellemzi (Rónai, 1985a). A Nyírség negyedidőszaki fejlődéstörténetét fácieselemzéssel több esetben is pontosították, fejlődéstörténeti lépéseket azonosítottak (Demeter et al, 2012, Püspöki et al 2013)



2. ábra: É-D-i irányú földtani szelvény a pleisztocén rétegösszlet felépítéséről (Virág, 1978)

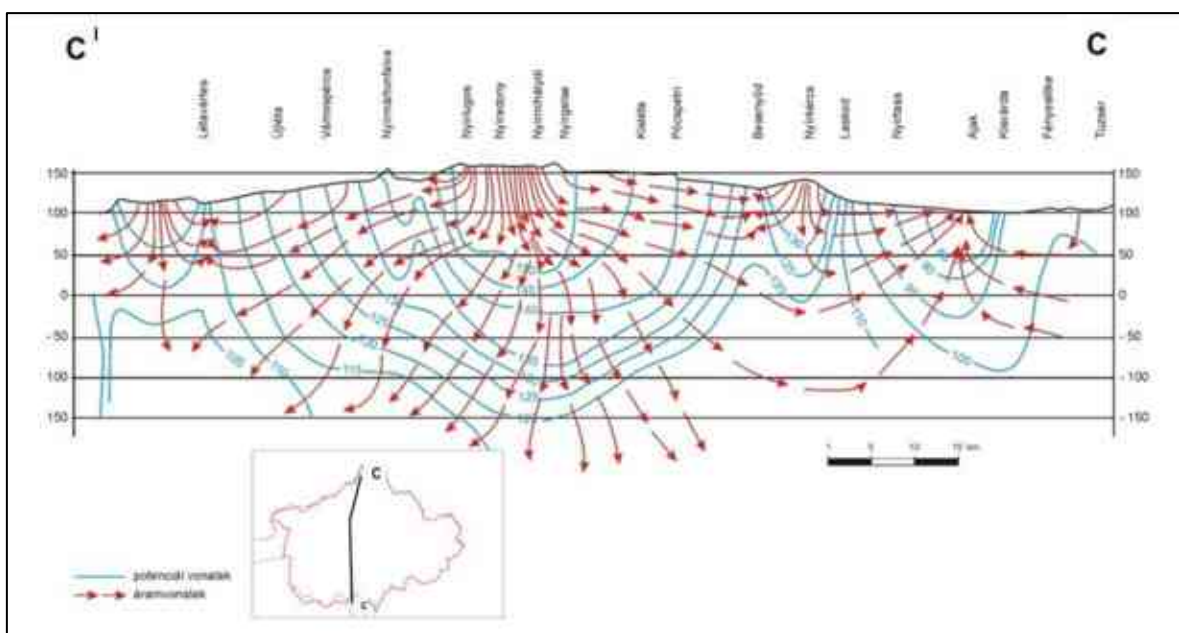
### 2.1.2 Vízföldtan

A Nyírség vízvásztója Hajdúhadház-Nyíradony-Nyírbátor-Nyírmada-Záhony között található. A belvizek miatti lecsapolások előtt a vidék jelentős része lefolyástalan volt, számos tó és mocsár jellemezte a térséget (Borsy, 1961). A Nyírségben emiatt a tavak kis mennyiségben fordulnak elő, felszíni vizekben szegény. A területet napjainkban csak határfolyók veszik körül, a közvetlen folyóvízi kapcsolata megszűnt, azonban a Nyírségben fejlett csatornarendszer található.

Mélységi vizekben gazdagnak mondható a terület, a Nyírségben a vizek túlnyomó többsége a medencealjzat fölött elhelyezkedő szemcsés rétegekből származik. A medenceüledék-összlet több homokkő, kavicsos homok, homok, iszapos homok, iszap, agyag és agyagmárga rétegekből áll. Vízeszerzés szempontjából mind a paleozoós, mind a triász rétegek jelentéktelenek, a foltokban előforduló eocén és oligocén képződmények pedig vízzáróak. A miocén összlet esetén az utánpótlódás hiánya jelenti a problémát. Vízeszerzés céljára a sós melegvizet, valamint gázokat tartalmazó pliocén és hideg édesvizet tartalmazó pleisztocén korú törmelékes rétegek a legalkalmasabbak. A meleg vizek hévíztermelési és balneológiai célokat elégítenek ki, míg a hideg vizet ipari és mezőgazdasági célokra használják fel az ivóvíztermelés mellett. A pliocén-pleisztocén összletek homokos-kavicsos vízadó rétegek és agyagos-iszapos vízrekesztő rétegek váltakozásából állnak. A rétegek térfogatának 10-30 %-át gravitációs pórusok alkotják, amelyek a felső néhány méter kivételével összefüggően vízzel vannak kitöltve. A pliocén és a pleisztocén összleteket agyagos-iszapos kifejlődésű felső-pliocén (levanti) képződmények választják el. Vízzel leggazdagabbak az alsó-pleisztocén rétegek, ahol a fajlagos hozam a kutakban átlagosan 50-100 l/p/m, de egyes esetekben elérheti a 200 l/p/m értéket is. A pleisztocénben lerakódott folyóvízi összlet egy több szintes rétegzett vízadó. Néhány száz méter felszín alatti mélységig a folyóvízi üledéksorban minden szinten vízzel telített, azonban a kutak átlagos hozama itt kicsi. A talajvíztartó rétegek kis vastagsággal jellemezhetőek, a vízföldtani paramétereik kedvezőtlenek. A talajvizes rétegek elsődlegesen a felszín alatti vízkészletek utánpótlása miatt fontosak.

A talajvízszint átlagos mélysége 4-8 m között váltakozik (5. ábra), és elsősorban a csapadékmennyiségtől függ. A Nyírség központi részén a völgyekben, dombokon is pár méterrel a felszín alatt található a talajvíz. A csapi nagy kanyartól délre található részeken viszont a talajvíz átlagos mélysége 4-6 méter a felszíntől. Északon találhatóak olyan foltok

is, ahol a talajvíz mélysége eléri a 8-10 métert (Dövényi, 2010). A jó beszivárgási körülmények miatt a minősége közel áll a csapadékvízhez, amit azonban az emberi beavatkozás tud módosítani. A talajvíztartó képződmények a terület nagy részén holocén és késő-pleisztocén, elsősorban ártéri, folyóvízi képződményekben: infúziós löszben, homoklisztben, lösziszapban, homokokban, kavicsokban, illetve eolikus képződményekben futóhomokokban, löszökben alakultak ki, vastagságát néhány méterre, esetenként néhány 10 méterre teszik, mely követi a felszíni domborzatot (Kovács és Piros, 2017). Utánpótlódása főként csapadékból történik, az átlagos értéket 4-5 %-ra tehetjük, míg a löszös, homokos képződmények esetén elérheti a 10 %-ot is (Kovács és Szabó, 2017).



3. ábra: É-D-i hidrodinamikai hosszszelvény a Nyírségben (Marton, 1981)

Rakonczai és Fehér (2015) alapján, a talajvízkészletek az 1961-65 referenciaidőszakhoz képest egy közel folytonos csökkenést mutatnak, amely okát a túlzott vízkivétel és klimatikus változások is adják. Kutatásaik alapján a talajvízkészletek nagy iramú csökkenése az 1980-as évektől számottevő (Fehér és Rakonczai, 2019).

A természetes állapotbeli nyomásviszonyok alapján a Nyírség vízföldtani értelemben leáramlási terület. A beszivárgó vizek minden irányba mozoghatnak, nagyobb intenzitás azonban kelet felé figyelhető meg. A terület magasabb részein lefelé irányuló áramlás figyelhető meg, a rétegnomás ezzel ellenkező irányú, felülről lefelé csökken (3. ábra). A felső- és alsó pleisztocén rétegvizek nyomáskülönbsége 20-30 méter között alakul a Nyírségben. A hasznosítható készletek utánpótlódása a felülről történő beszivárgás révén

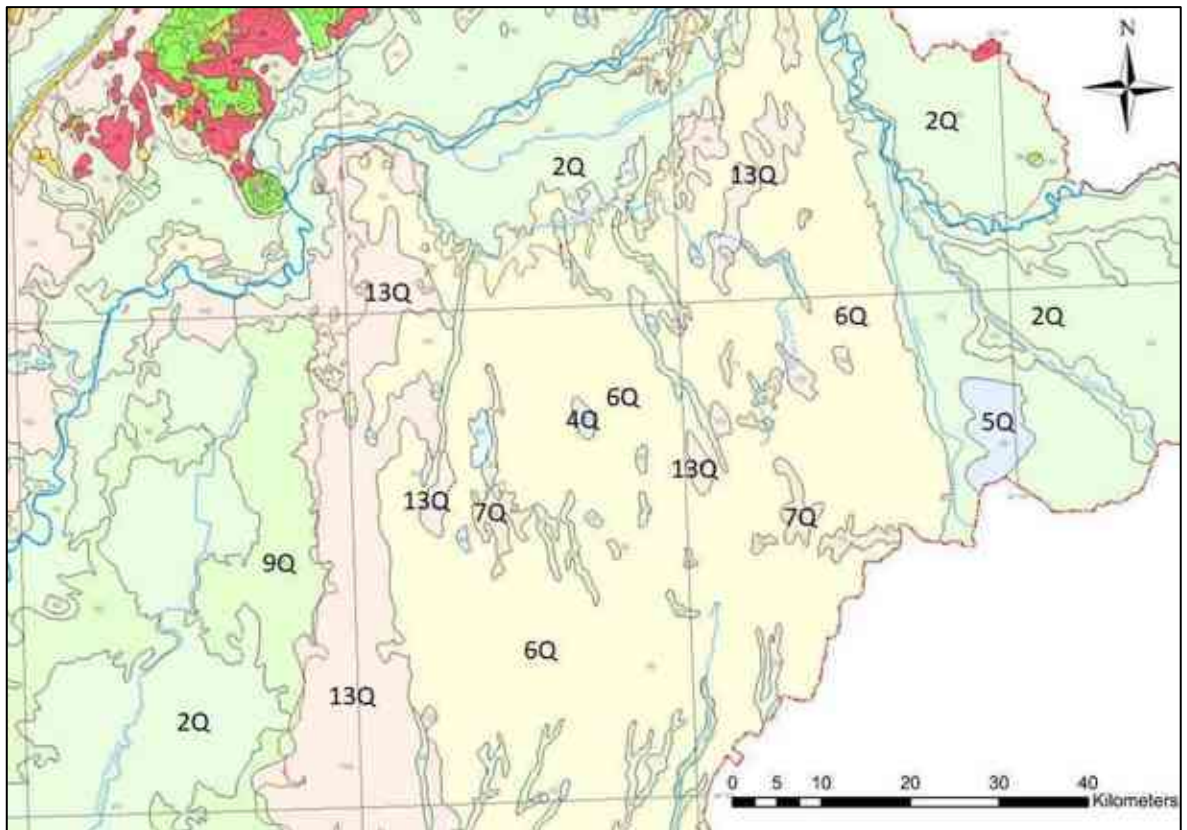


valószínűleg meg. Mivel a rendszerben nincsenek meghatározó vízzáró rétegek, így a terület a felszíni szennyeződésekre érzékeny (Virág, 2013). A talajvíz és a pleisztocén rétegek vizsgálatakor Marton (2009b) is egyértelmű kapcsolatot mutatott ki megfigyelőkutakban mért adatok alapján.

### *2.1.3 Éghajlati jellemzők*

A Nyírség a mérsékelt meleg – mérsékelt száraz éghajlati térségbe tartozik. Az Alföldre jellemző éghajlathoz képest a Nyírség kissé eltérő: a tél zordabb, a nyár pedig hűvösebb, az évi hőmérsékletingadozás nem számottevő, melynek oka az erdélyi hegyvidékhez való közelsége. A Nyírség nagyobb csapadékmennyiséggel jellemezhető, mint az Alföld többi része, ugyanis az Alföld É-ÉK-i része elkeskenyedik és a nyugatról beáramló légtömegek az ÉK-Kárpátok előtt összetorlódhatnak, így érvényesül a csatornahatás. A Nyírség területén nyáron több hónapos szárazság és aszály is előfordulhat. Az akkumulációs és deflációs formák következtében mikroklímák alakulnak ki (Borsy, 1961).

Az évi középhőmérséklet 9,6-9,7 °C, a júliusi középhőmérséklet 20-21 °C, míg a nyári napok száma 75-85 nap. A csapadékmennyiség 550-600 mm között mozog, mely a fentiekben említett csatornahatás eredménye. A legtöbb csapadék nyáron esik, áprilistól szeptemberig a 350-385 mm-t is elérheti a csapadék mennyisége Nyírbátortól keletre. Ősszel kisebb a csapadék mennyisége, mely 125-150 mm között ingadozik. ÉK-en kevéssel 630 mm feletti, míg ÉNY-on csupán 530 mm az éves csapadék. Az ariditási index 1,14-1,3 közötti (Dövényi, 2010). A zivataros napok száma április, május és június hónapokban a legmagasabb a mérések alapján. A Nyírségben uralkodó szélirány É, ÉK-i. Az éves napfénytartam átlag 2000-2100 óra. A havazás időszaka általában november 15-20 és március 20-25 közé tehető, a hótakarós napok száma átlagosan 40 nap, a hótakaró vastagsága átlagosan 18 cm. A téli napok száma 30-35 nap, a fagyos napoké 100-120 nap (Péczei, 2006).



4. ábra: A mintaterület 1:500 000 felszíni földtana (MBFSZ térképszerver alapján saját szerkesztés), Jelmagyarázat: 2Q: folyóvízi üledék, 4Q: Tavi üledék, 5Q: Mocsári üledék, 6Q: futóhomok, 7Q: Lejtő- (deluviális, csuszamlásos, omlásos, szoliflukciós) képződmények, 9Q: Folyóvízi üledék (középső–felső-pleisztocén), 13Q: Lössösszlet

## 2.2 Hajdúság

### 2.2.1 Földtan

A terület átmenetet jelent a hűvösebb, csapadékosabb Nyírség és a melegebb, szárazabb Közép-Tisza vidék, illetve a Hortobágy között. A terület morfológiájára leginkább az jellemző, hogy horizontálisan észak-északkeleti – dél-délnyugati csapású völgyekkel tagolt. Ezek főként egykori medermaradványok, melyek vizenyős, mocsaras jellegük miatt korábban akadályozták a kelet-nyugati irányú közlekedést. A Dél-Nyírség délnyugati irányban lejt, és ezért, valamint a szomszédos kistájak lejtési irányai miatt Debrecen környezetéhez képest egy mélyedésben fekszik.

A Hajdúhát földtanát tekintve feltehetően a Szolnok-Debrecen-Nyírség vonalában húzódó paleo-mezozóos flis az alapja, amelyre a harmadiidőszaki üledéksorában a középső-felső miocén üledék súlya érvényesül (Papp és Kertész, 1979). A déli terület a miocénig szárazulat volt, erősen lepusztult. A középső miocénben országos kiterjedésű sekély szigettenger jellegű üledékképződés a kiemelt és stabilizálódó belső flis zóna É-i előterében intenzívebb volt, mint a kvázi-stabil D-i előtéren (Mátyás, 2004).

Dél-Hajdúság területén a vastagodó felső pannon (Dunántúli-formációcsoport) uralkodóan 500-1000 m körüli értékeket vesz fel, helyenként tengerpartközeli kifejlődésű.

A pleisztocén korai szakaszában még keresztülfolyt a Tisza. ÉNY-felé vándorló medre során a Dél-Hajdúság területén körülbelül 200 m vastag, változatos összetételű fluviális sorozat képződött, míg a Hajdúhát valószínűleg hordalékkupperemi helyzetben volt. A würm során főleg a Hajdúháton futóhomok mozgás indult meg, amihez a felső pleisztocénben az egész térségre kiterjedő löszképződés társult. A felszíni előfordulások között az alacsonyabb szintek ártéri, mocsári iszap-agyag felhalmozódásai érdemelnek említést (Rónai, 1985a). A folyóhátak, árterek és szárazmedrek anyagából kifűjt finomtörmelékek vándorló futóhomok felszínnel borították be a nyírség területét. Ennek Ny-i és D-i peremeire pedig a lebegtetve szállított finom poranyagból létrehozták a Hajdúhát löszvonulatát. Debrecen városa a Nyírség és Hajdúhát két eltérő területének határán helyezkedik el, határa a Tóció-patak völgye. Nagyjából a Nyírség DK-i futóhomok felszínén található, ami a vízbázisok sérülékenységét is okozza Debrecen esetében.

A felső pleisztocén óta a Nyírség enyhén emelkedő területté vált, míg a Hajdúhát süllyedékek mélyülése tovább tart (Erdélyi, 1960). A Hajdúság kiemelkedése nem volt

egyenletes. Különösen a szélein volt kisebb mértékű, ahol esetleg meg is süllyedt. A kiemelkedés és az egyúttal keletkező peremi süllyedések a régi vízrendszer pusztulását — a Tisza mai medrének kialakulását — csak gyorsították. A pliocén óta a területrészt fluviális és eolikus szedimentációs folyamatok jellemzik. A negyedkori üledékképződést Debrecen környékén kezdetben a fluviális, a würmtől a fluviális-eolikus szedimentáció jellemezte, míg a D-re eső területrészen mindvégig fluviális tendenciák érvényesültek erőteljesebben. E kettőséget a késő pleisztocén óta tartó É-on emelkedő, D-en süllyedő irányultság felerősítette, meghatározva ezzel a folyóvíz hálózat mindenkori uralkodó irányait és medervándorlásait. Az alsó pannon (Alföldi-formációcsoport) réteg vastagsága 100-400 m, a felső pannóniai vastagsága 600-700 m, az utóbbi elsősorban finomszemű üledék. A medence elsüllyedése a pliocén után a területet a pleisztocén alatt a kiemelkedő Kárpátok helyi eróziós bázisává tette.

A Hajdúság pleisztocén rétegösszelete felszínén lösz található. Elvértve homok, mint a Nyírség felé eső részen, de 4 méternél sehol sem vastagabb. Hajdúságban Ny felé haladva a lösz mindinkább nedves térszíni jellegű, mint például Balmazújváros körül az átmeneti területen. A szomszédos délhajdúsági és hortobágyi területen a lösz vékonyabb, tömöttebb, agyagos. A lösz alatt igen gyakoriak egyrészt az eolikus jellegű homokrétegek másrészt a fosszilis talaj-szintek és mészhomok-konkréciós rétegek (Országos Vízügyi Főigazgatóság, 2016).

A Hajdúságban a folyóvízi homok is kevesebb, mint környezetében. Ez is legnagyobb részben apró- és finomszemű. Leginkább az árterek, kisebb helyi vízfolyások üledéke. A Hajdúságban a lösz alatti pleisztocén rétegösszlet „száraz”, vagy csak igen kevés vizet ad. Ezzel szemben a Déli-Hajdúság, Debrecen és a Hortobágy pleisztocén homokrétegei, különösen mélyebb szintjei igen bővizűek (4. ábra).

A Hortobágyon és a tőle északra levő területen a felszín mindenütt pleisztocén korú, holocén üledék alig akad (Erdélyi, 1960).

### 2.2.2 *Vízföldtan*

A folyóvizek uralma a peremi részeken talán már korábban, a Hajdúság magasabb részein (Bodaszőlő és térsége) pedig feltehetőleg csak a pleisztocén második felében kezdődött el, a környező mélyebb területek feltöltése után, esetleg egyes részeinek kis megsüllyedésével. A felső-pannóniai rétegösszlet tavi, mocsári, fás földes barnaköszenes, túlnyomóan agyagos

képződményekből áll. Felszínéről hiányzik a felső-pliocén (aszti) folyóvízi homok. Felső-pleisztocén korú kiemelkedéssel került a Hajdúság a Nyírséggel együtt mai magasabb helyzetébe, és szűnt meg a folyóvíz uralma. Környezetének vízrendszerét az óholocén süllyedékek teljesen átalakították s jött létre a mai tiszai vízrendszer.

A pliocén rétegekben a területet egykor keresztülvágó folyók mellékágainak durvább szemű mederüledékei (kavics- durva homok- homok-finom homok) képezik ma a legjobb, a felszín alatt 80-220 m között húzódó, alsó pleisztocén ivóvízadó összletet. Ez a réteg legalább 2/3-ad részben biztosítja Debrecen város közüzemi ivóvíz, valamint ipari és mezőgazdasági vízellátását (Rónai, 1963).

A fiatal (neotektonikus) változások pedig alapvetően meghatározzák a jelenlegi rétegdőlési viszonyokat, illetve a talaj- és rétegvíz áramlás domináns irányait (Rónai, 1975).

Debrecen térsége az utóbbi 10-50 000 év alatt kialakult nyírségi futóhomok terület és a hajdúsági löszhát találkozásánál alakult ki. A felszíni képződmények litológiai adottságait (szemcseeloszlás, szivárgási tényező), a telítetlen zóna vastagságát, és a talajvíz áramlási viszonyait, valamint a talajszennyezés érzékenységi mutatóit (humusztartalom, agyagásványtartalom, pH, karbonát tartalom) alapul vevő a K-i rész közepesen, a Ny-i oldal mérsékelten szennyezés érzékeny.

A felső pleisztocén rétegek kisebb tárolóképessége miatt és rosszabb utánpótlódási helyzete miatt csak lokális vízigények kiszolgálására alkalmas, a középső pleisztocén réteg ebből a szempontból jelentéktelen (Demeter és társai, 2010).

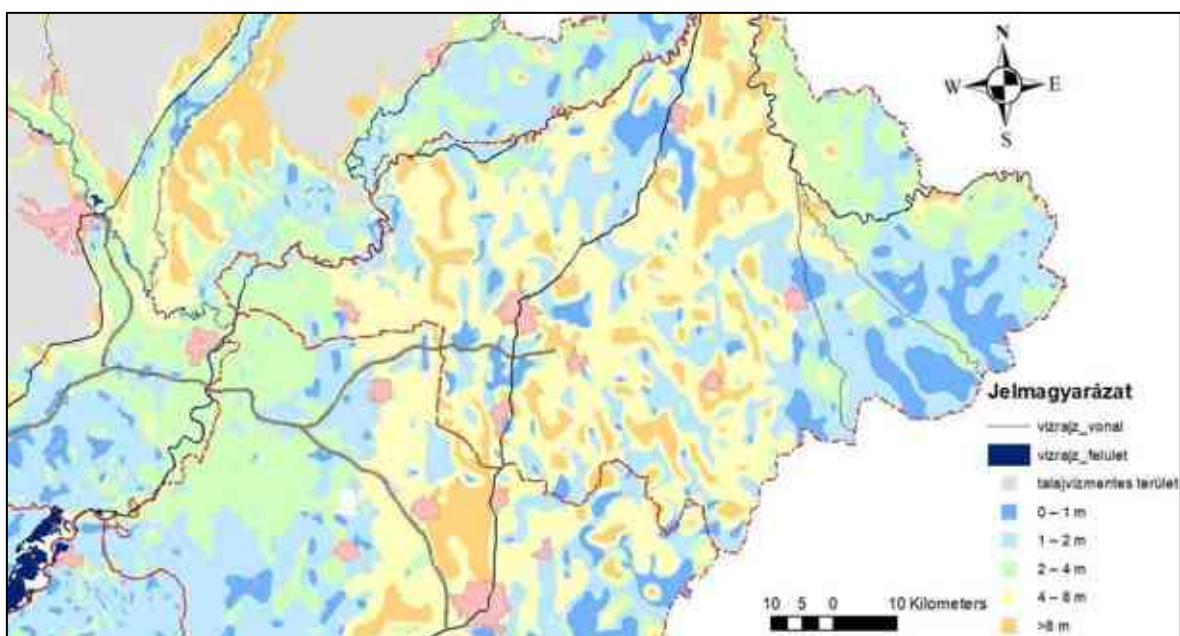
A nyomás- és hőmérsékleti gradiensek a magasabb helyzetű ivóvízes rétegsor szivárgási főirányai ÉK-ről DNy felé mutatnak és lejtősen irányultak (Erdélyi, 1975). A vertikális kommunikáció az egyes vízadó szintek között mérsékelt, mikroszivárgás jellegű, de folyamatos lehet, kiegyenlítő hatásuk tökéletlen, az 500-700 m vastag felső pannóniai víztároló homok-homokkő összletet agyagos márgás betelepülések tagolják. A fő vízadó szintek 5-15 m vastagságúak és lencseszerűen kiterjedtek, átlagos effektív porozitásuk 25-30 térfogat %-ra becsülhető (Halász, 1975).

A talajvíz tükre ezen a területen a felszíntől függetlenül sokkal mélyebben helyezkedik el, mint a szomszédságban. A Nyírségben, kb. azonos tengerszint feletti magasságban, a talaj víztükör terepszint alatti mélysége egyharmada-egytizede annak, amit e hajdúsági területen

mérhetünk. Területünk nyugati részén, Elep és Nagyhegyes környékén a teljesen sík, mélyen fekvő területen a talajvízszint mélységének hirtelen megváltozása mutat egyedül arra, hogy a felszínalatti földtani felépítés is más. Itt a talajvíz helyzetéből a fekü kifejlődésére való következtetést mélyfúrások is igazolták.

A Hajdúság sík vidékein átlagosan 8-15 méter között található a talajvízszint a felszín alatt (5. ábra). Sok esetben a felszín-alatti 10-15 m „száraz” rétegek alatt is kevés a talajvíz, nincs nyomás alatt, mint sok helyen másutt, ahol a vízzáró vastag felszíni réteg áttörése után már megkapják a talajvizet. A talajvíztükör K-ról Ny felé gyors ütemben csökken, ezzel szemben a Hortobágy területén akár 2-3 méteren is található talajvíz. A területen a talajvíz mélysége változó, míg Hajdúháton a talajvíz 2-4 m között található, míg Hajdúböszörménytől délre mélyebben, akár 6 m-en is. A Dél-Hajdúságban 2-4 m a jellemző mélység (Dövényi, 2010). Utánpótlódásának fő forrása a lehullott csapadék, átlagosan 5 %-ra tehető a maradó beszivárgás (Kovács és Szabó, 2017)

A talajvízhez hasonlóan a Hajdúság és környezete a rétegvizek tekintetében is eltér egymástól. A hortobágyi és dél-hajdúsági 60—120 m mélységű kutak bőséges, feltörő vizet adtak és szolgáltatnak még ma is ott, ahol még ezeket a vízadó rétegeket nem terhelték túl (Erdélyi, 1960).



5. ábra: A talajvíztükör átlagos mélysége a Hajdúság és Nyírség területén (MBFSZ, 2022) térképszerver alapján saját szerkesztés.

A talajvízkészletek az 1980-as évektől kezdve csökkennek (Rakonczi és Fehér, 2015), mely mögött a túlzott víztermelés és klimatikus okok is kimutathatóak. Kutatásuk alapján 1-2 évnyi extrém csapadékos időjárás 2-4 km<sup>3</sup> talajvízkészlet változást is okozhatnak (Tran et al, 2022).

Összességében a területre átmeneti nyomásviszonyok a jellemzők, a különböző mélységű vízadók között függőleges irányú kommunikáció alárendelt jelentőségű a vízszintes irányú vízszivárgáshoz képest (Országos Vízügyi Főigazgatóság, 2016). Az Erdélyi-féle hidrodinamikai modell alapján a pannon és a fiatalabb tárolók oldalirányú kommunikációja kiegyenlítő hatású (Erdélyi, 1960). Azonban főleg Debrecen térségében a primer potenciálviszonyokat erősen felülírja a Debreceni Vízművek és egy igen intenzív lefelé szivárgás alakult ki, illetve egyes mérések szerint a talajvízszintek is érdemben csökkentek, erre legjobb példa a debreceni Nagyerdő (Papp, 1974). Marton (2009b) is egyértelmű kapcsolatot mutatott ki a talajvizes rétegek, valamint a pleisztocén rétegek között.

### *2.2.3 Éghajlati jellemzők*

A Hajdúság az ország szárazabb régiójába, a meleg- mérsékelt meleg – száraz éghajlati térségbe tartozik. Az évi középhőmérséklet 10 °C felett van. A legmelegebb hónap a július, ekkor az átlagos középhőmérséklet megközelíti a 22 °C-ot. Ezzel szemben a leghidegebb hónap a január, aminek átlagos hőmérséklete -1 °C alatt alakul. A nyári napok száma 75-85 nap. Az évi átlagos csapadékmennyiség 5-600 mm körül alakul. Időjárására jellemző, hogy napfényben igen gazdag, az éves napfénytartam átlag 2050-2150 óra (Péczeley, 2006). A csapadék térbeli eloszlása alapján É-on 560-580 mm, míg a táj többi részén 520-550 mm között alakul. Az ariditási index 1,28-1,3 közötti (Dövényi, 2010).

A Hajdúságban az uralkodó szélirány É-i, ÉK-i, az átlagos sebesség pedig eléri a 2,9 m/s-ot. A terület fekvése igen kedvező, az utolsó tavaszi fagyok április közepére esnek, a hótakarós napok száma átlagosan 30-35 nap, a hótakaró vastagsága átlagosan 10-20 cm. A téli napok száma 30-35 nap, a fagyos napoké 100-120 nap. Azonban az éghajlat folyamatosan változik, 30 évvel ez előtthöz képest 3 °C-al nőttek a nyári maximum hőmérsékletek (Justyák és Tar, 1994).

## 3. Csapadékadatok elemzése

### 3.1 Irodalmi áttekintés

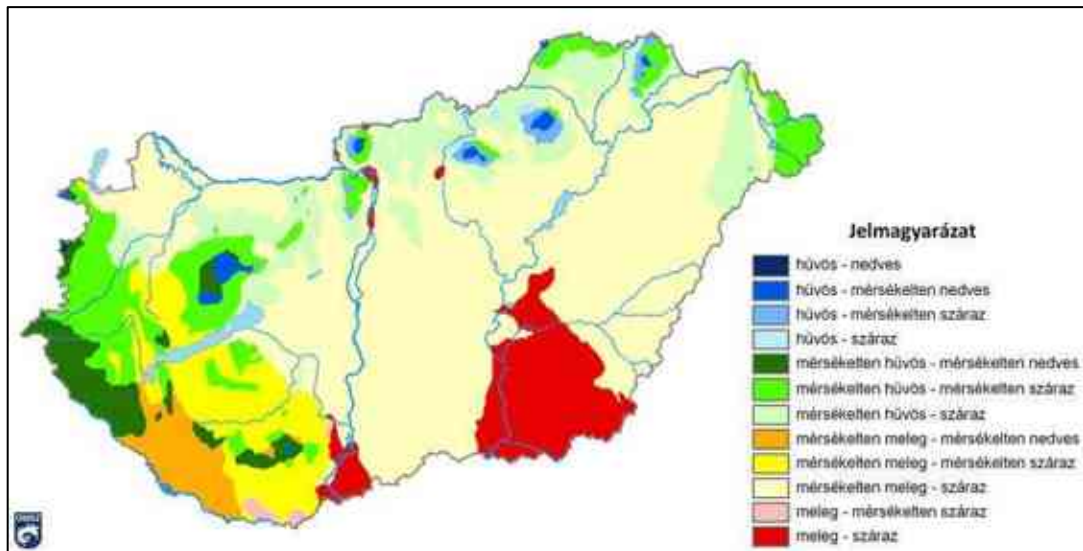
#### 3.1.1 A Föld és Magyarország általános éghajlata

A Föld éghajlatát számos tényező befolyásolja mind természetes mind emberi beavatkozások. A klíma változásának megfigyelése több évszázada folyamatosan történik, 150-200 évre visszamenőleg csapadék és hőmérséklet mérésekkel, míg korábban jégfuratokból származó minták elemzéséből, így nagy időtávra rendelkezünk mérésekkel különböző éghajlati paraméterek esetében. Jégmintákból tudjuk, hogy a legutolsó jégkorszak után a légköri CO<sub>2</sub> koncentráció 270-280 ppm körül stabilizálódott, majd az iparosodás kezdetéig a 18. századig nem változott. Ezt követte az ipari forradalom, és a fosszilis energiahordozók nagy mennyiségű használata miatt ezek az értékek nőni kezdtek, 1950-ben 1,612 millió tonna szén jutott a légkörbe, 2003-ban ez a szám 6,999 millió tonna. Kétszáz év alatt egyharmaddal nőtt a légköri CO<sub>2</sub> tartalom, 2005-re elérte a 380 ppm-et (Láng, 2005). A Föld felszínének átlaghőmérséklete 1950-2003 között 13,87 °C-ról 14,52 °C-ra emelkedett, az évszakok jellegzetes tulajdonságai is megváltoztak, korábban tavaszodik, később kezdődik az ősz (Salma, 2006).

Magyarország az Egyenlítő és az Északi-sark között helyezkedik el, a kettőtől közel azonos távolságra, a mérsékelt éghajlati övben. Az éghajlata változó, köszönhetően, hogy három klímazóna határán fekszik (6. ábra): kiegyenlítettebb hőmérsékletjárású, csapadékos óceáni, a szélsőséges hőmérsékletű, kevés csapadékú kontinentális, illetve a nyáron száraz, télen csapadékos mediterrán éghajlat egyaránt hatással van (OMSZ, 2018).

Ha a csapadékösszegekben történő változást vizsgáljuk, az elmúlt 113 év adataihoz exponenciális trendet illesztve 6.8%-os mérsékelt csökkenés jelentkezik, míg az elmúlt 33 évet tekintve 12.7%-os növekedés figyelhető meg az éves csapadékösszegekben (azonban ezek egyike sem szignifikáns) (OMSZ, 2014). Az elmúlt évtized szélsőségei után (2010 év a legcsapadékosabb, majd rögtön 2011 a legszárazabb, 2012 pedig a 10. legszárazabb év volt hazánkban 1901 óta) 2013-ban egy éven belül tapasztalhattuk meg mind a jelentős csapadéktöbbletet, mind a súlyos csapadékhiányt (OMSZ, 2014).





6. ábra: Magyarország klimatikus régiói (Péczely, 2006; OMSZ, 2018)

Összességében Magyarországra jellemző, hogy kevesebb a csapadékos nap országos átlagban, ahogy a jelenhez közelítünk. A 20 mm-t meghaladó csapadéku napok viszont enyhe növekedést mutatnak, s a száraz időszakok hossza (vagyis a leghosszabb időszak, amikor a napi csapadék nem éri el az 1 mm-t), pedig jelentősen megnövekedett a 20. század eleje óta. A napi intenzitás, más néven átlagos napi csapadékoság (egy adott periódusban lehullott összeg és a csapadékos napok számának hányadosa) nyáron szintén jelentősen megnövekedett. Az átlagos napi csapadékok növekedése arra utal, hogy a csapadék egyre inkább rövid ideig tartó, intenzív záporok, zivatarok formájában hullik.

Hasonló eredményre jutott a 2006-ban készült VAHAVA (Változtatás-Hatás-Válaszadás) projekt jelentése is. A XX. században a csapadékmennyiség csökkent, leginkább a tavaszi csapadékösszegekben találtak csapadékhiányt. A nyári száraz időszakok hatása a hőmérséklet növekedése miatt károsabb, míg a téli csapadék 10-12 %-os csökkenése a növényvilágra hat jelentősen. Az ő megállapításuk szerint is intenzívebb csapadékesemények várhatóak, ami a vízháztartást rontja, mivel a lefolyást növeli (Láng, 2006).

A jövőre vonatkoztatva a különböző regionális éghajlati modellek adnak becsléseket (Horányi, 2008; Horányi és társai, 2010; Bartholy és társai, 2008). Ezen modelleredmények nagy része nem mutat szignifikáns változást, sőt több modell eredményei alapján tavasszal és télen 10 %-os növekedés, illetve ugyanekkora csökkenés is várható (Csima és társai, 2010). Összességében elmondható, hogy a csapadék éves összegében jelentős változás nem

tapasztalható, sokkal valószínűbb, hogy a jövőben is az éven belüli eloszlás fog módosulni, az évszakos modellfuttatások eredménye alapján, nyáron csökkenés, tavasszal, ősszel növekedés várható, míg télen a modellek nem mutattak egyértelmű változást (Csimá és társai, 2010).

A kifejezetten időjárási szélsőségek vizsgálata is arra a következtetésre jutott, hogy az éves csapadékösszegekben található ingadozásban számottevő változás nem várható (Nováky, 2011), de éven belül az extremitási indexek minden esetben növekedést mutattak (Pongrácz és társai, 2012).

A klímakutatásban a hosszú idősorok vizsgálata egyre fontosabbá válik a folyamatosan növekvő mennyiségű mért adat miatt. Napjainkban gyakran meg lehet vizsgálni a több mint 200 éve folyamatosan mért hőmérséklet adatokat, és sok más mért éghajlati változó is elérhető hosszú időszakra nézve.

### *3.1.2 Periódusok az éghajlatkutatásban*

A különböző minták és a periodicitások, különösen az utóbbi, továbbra is megoldatlan problémája a hidrológiának, illetve meteorológiának (Blöschl és társai, 2019). Történelmi léptékben nézve, az időjárási kiszámíthatóság a kezdetektől kezdve a különféle - akár megfigyelt, akár csak javasolt - időszakosságokon alapult. Az indiai és a kínai hagyományos naptárak, amelyek az indiai hagyományban Brihaspati („Jupiter”) ciklusnak nevezett 60 éves cikluson alapulnak, a bibliai tizennégy éves periodicitás jó példának erre. Ugyanakkor a mintázat-megközelítés modern szempont a meteorológiában.

Meldrum (1873) felvette a napenergia és az időjárás kapcsolatát, amelyet heves viták követtek. Marvin (1921) bemutatta periodokritikus elméletét a homályos és rejtett periodicitások elkülönítése érdekében. A Nature folyóiratban a 20. század első felében számos napenergia eredetű éghajlati publikáció jelent meg, amelyek különböző időszakonként mutatkoztak. A világ-időjárás mechanizmusát rendkívül összetettnek találták (W W B, 1920). Még néhány bibliográfiai gyűjtemény is készült az időjárásnak a növényekre gyakorolt lehetséges hatásáról. CEPB (1925) 28 hónapos periódust talált az időjárási és napenergia-jelenségekben, de - amint állították - a kapcsolat közvetett, és bonyolult egyéb jelenségek által rejtett. Abbott (1939) 23 éves periódust fedezett fel. Priston (1939) 274 hónapra pontosította, és megerősítette a 27 hónapos kvázi-kétévenkénti periodicitás létezését.

A légköri folyamatok térbeli hullámokon (azaz mintázatokon) és/vagy időbeli periódusokon keresztül, egységekként zajlanak (Zhang, 1981). A Föld korlátozott mérete miatt nagyobb méretű légköri folyamatokat már nem lehetett azonosítani a térbeli méretarány növelésével, hanem csak az időskála meghosszabbításával. Zhang (1981) kiszélesítette a klimatikus predikciós kutatás perspektíváját, a feltételes kváziperiodicitás matematikai fogalmát alkalmazva, kizárólag meteorológiai eredetű jelenségek alapján. 10 éves ciklikusságot talált az éves csapadékértékekben, Pekingben.

Burroughs (1992) összefoglalta a cikluskeresés addigi eredményeit, pontos matematikai értelmezést adott, sok példával illusztrálva (1. táblázat). Betekintést nyújtott a földön kívüli szempontokba, beleértve az égi mechanikát. Ha nincs valószínűsíthető fizikai földi megkötési folyamat, akkor az okot a földön kívül kell keresni - állította. A perturbációk a sztratoszférában magasról terjednek lefelé.

1. táblázat: A legfontosabb meteorológiai periodicitások összefoglalója (Burroughs, 1992)

Vizsgált paraméter	Ciklusok (év)								
Hőmérséklet (Közép-Anglia)	3,1	5,2		14,5		23		76	
Hőmérséklet (USA K-i part)		4,5	9			20			
Lég hőmérséklet (Globális)						22		65-70	
Csapadék (Peking)				9,9		18,6	56	84	126
Csapadék (USA)				11		18,6			
Árvizek (Nílus)						18,4	53	77	
Légnyomás (Észak-atlanti)			7-9	14			50-90		
Hurrikánok (Atlanti)			9,3	11	15	22	52		
Déli Oszcilláció	3	3,8	6	10-12					
Csapadék (Dél-Amerika)	3,8		7			20			
Csapadék (Dél-Afrika)	3,5			10-12		18			

1972-ben Andrei Monin, vezető meteorológus utasította el a földönkívüli jelenségek időjárásra gyakorolt hatásainak bizonyítását (Monin, 1972), az 1980-as évek egyre több

kiadványban inkább a CO<sub>2</sub> üvegházhatását ecsetelték. Eközben a műholdas megfigyelések eredményeként szignifikáns rezgéseket (mintákat és periódusokat) találtak, amelyek regionális vagy globális időjárási és éghajlati hatásokkal rendelkeznek, mind valamilyen periodicitást mutatnak. Ezek:

1. Az El Niño-Déli Oszcilláció (ENSO) a legismertebb klímajelenség a világban, melynek legelterjedtebb mérőszáma a Déli Oszcillációs Index (SOI), mely a Tahiti és Darwin (Ausztrália) között megfigyelt tengersizinti nyomáskülönbségeken alapul (Power és Kociuba, 2011). Az El Niño esemény során a SOI általában negatív, és az ENSO alakulása jelentős változásokat okoz a csapadékban, a mezőgazdasági termelésben és a folyók áramlásában világszerte. Az ENSO jellemzően 6-18 hónapig tart (Chen és társai, 2020), 2-7 éves ciklussal (Kuss és Gurdak, 2014).
2. Az Atlanti-óceán több évtizedes oszcillációját (AMO), amelyet feltehetően az észak-atlanti termohalin keringés okoz, az Atlanti-óceán feletti tengerfelszíni hőmérséklet (SST) anomáliája határozza meg 0°N és 70°N között (Enfield és társai, 2001), jellemzően 50-70 éves periódussal (Dijkstra és társai, 2006). Európa éghajlatára gyakorolt hatását Romániában (Ionita és társai, 2012), valamint az Egyesült Királyságban (Knight és társai, 2006), valamint számos más Atlanti-óceán környéki területen vizsgálták (Folland és társai, 2001; Knight és társai, 2005).
3. Az Észak-atlanti oszcilláció (NAO) – az AMO-val együtt – a legjelentősebb európai időjárási változékonyságot befolyásoló jelenség (Ionita és társai, 2012; Dvoryaninov és társai, 2016), 3-6 éves gyakorisággal (Kuss és Gurdak, 2014). A NAO index meghatározása az Azori-szigetek és az Izland közötti normalizált tengersizinti nyomáskülönbség alapján történik éven belül és évtizedes időskálán (Mokhov és Smirnov, 2006). A NAO-index időbeni ingadozása igen jelentős. Statisztikai adatok alapján többféle ciklus is levezethető, így a rövid, 2-5 éves ciklus mellett nagy jelentősége van a periodikus dekadikus ingadozásnak, melynek tartama 12-15 év között mozog.
4. A Sarkvidéki Oszcilláció (AO) a nyomás ellentétes mintázata az északi-sarkvidék és az északi középső szélesség között, a 20. északi szélességi körtől északra (Chen és társai, 2020), az északi hemiszféra közepes szélességei felett az 1000 hPa-os nyomásszinten fennálló, egymással ellentétes nyomásanomáliák jellemzik. Amikor az Északi-sarkvidéken magas a nyomás, az északi szélességi körökön általában alacsony. Ezt negatív fázisnak nevezzük, míg az ellenkezőjét pozitív fázisnak. Ha

pozitív, akkor Alaszkában, Skóciában és Skandináviában csapadékosabb, az Egyesült Államokban és a Földközi-tengeren pedig szárazabb időjárást okoz. Megfordítva viharos időjárást hoz a mérsékeltébb éghajlatra (Mokhov és Smirnov, 2006). A fázisai közvetlenül korrelálnak a NAO fázisaival. A Fourier-teljesítmény spektrum legmagasabb csúcsa körülbelül 2,2 éves periódusban fordul elő

5. A Csendes-óceáni/Észak-amerikai távkapcsolati minta (PNA) az egyik legelismertebb, legbefolyásosabb éghajlati mintázat az északi félteke középső szélességein a trópusokon túl. Ez az Egyesült Államok nyugati és keleti részén megfigyelt anomáliákból áll a geopotenciál magassági mezőkben (jellemzően 700 vagy 500 mbar). A szezonon belüli (2-90 nap) az évközi időskáláig (2-20 év) változik (Allan és Hostetler, 2014). A PNA ősszel és télen az egész északi féltekén befolyásolja az éghajlatot (Soulard és Lin, 2017).
6. Madden-Julian Oszcilláció (MJO): A felhők és a csapadék 30-60 (90) napos variabilitása a trópusi légkörben. Szezonon kívüli rezgésnek is nevezik (Szarka, 2020b).
7. Quasi-Biennial Oszcilláció (QBO): A kvázi-kétéves oszcilláció (QBO) a szelek szokásos megfordulása a sztratoszférában az Egyenlítő környékén. A nyugati és a keleti szél váltakozva 27-28 hónap körül változik (Szarka, 2020b).
8. Indiai-Óceáni Dipól (IOD): a tenger felszínének hőmérsékletének (SST) periodikus oszcillációja. 30 évenként átlagosan négy pozitív-negatív IOD esemény. Minden esemény körülbelül hat hónapig tart (Szarka, 2020b).
9. A Csendes-óceáni évtized oszcilláció (PDO): a csendes-óceáni éghajlati változékonyság mintája, 20-30 évig ugyanabban a fázisban marad, míg az ENSO ciklusai általában csak 6-18 hónapig tartanak (Szarka, 2020b).
10. Antarktisi Oszcilláció (AAO, SAM): az Antarktisz körüli nyugati szélszalag észak-déli mozgását írja le, jellemzően egy héttől néhány hónapon belül (Szarka, 2020b).
11. Észak-csendes-óceáni oszcilláció (NPO): távcsatlakozási minta, amelyet először Walker és Bliss ismertettek, és amelyet északi-déli különbséget jellemez a tengeri szint nyomásában az Csendes-óceán északi és déli része felett (Walker és Bliss, 1932).

Ezen távkapcsolatok kapcsolatát is alaposan megvizsgálták, az ENSO és az AMO (Mokhov és Smirnov, 2016), valamint a PNA (Song és társai, 2009) kapcsolatával, míg az összes a jelentősebb távkapcsolatok kapcsolatban álltak az ENSO-val. A NAO (Mokhov és

Smirnov, 2006) és az AO (Chen és társai, 2020) is szorosan összefügg egymással (Rogers és McHugh, 2002), de a PNA és NAO kapcsolatát is vizsgálták (Soulard és Lin, 2017). Egyértelmű összefüggést mutattak ki közöttük Lüdecke és társai (2021) az afrikai esőzések vizsgálata során. Domokos (2003) szerint Magyarországon a téli csapadék mennyisége jelentősen csökken a NAO index emelkedésével. Matyasovszky (2003) nemlineáris kapcsolatot mutatott ki Magyarország éghajlata és az ENSO között.

A csapadéokra és a talajvíz szintjére gyakorolt globális és regionális hatásokat világszerte alaposan vizsgálták már. A NAO hőmérsékletre és csapadéokra gyakorolt hatása széles körben vizsgált téma (Hurrell, 1995; Slonosky és Yiou, 2001). Az ENSO globális hatása évszakonként jelentősen változik, és az extrém csapadékot csak egy fázis befolyásolja, valamint Európa nagy részén aszimmetrikus (Sun és társai, 2015).

Az Egyesült Államokban azt találták, hogy az ENSO szignifikáns hatást fejt ki csapadék és talajvízszint-ingadozás esetén, a magasabb frekvenciájú klímamodellek nagyobb ENSO hatást mutatnak (Velasco és társai, 2017). Más eredmények azt mutatják, hogy a talajvízszinteket részben az évközi vagy több évtizedes éghajlati változékonyság szabályozza, és az ENSO nagyobb hatást fejt ki, mint a NAO vagy az AMO (Kuss és Gurdak, 2014). Kanadában az ENSO és a NAO hatását vizsgálták a felszíni vizekre és a csapadéokra, és az eredmények azt mutatják, hogy a pozitív fázis szárazabb körülményeket tükrözött, kisebb mennyiségű csapadékkal, míg a negatív fázis nedvesebb körülményeket és nagyobb mennyiségű vízhozamokat (Nalley és társai, 2019). Az európai talajvízkutak adatait tekintve azt találták, hogy szignifikáns összefüggés van a NAO, az AMO és az ENSO között (Liesch és Wunsch, 2019). Az átlagos koherencia az AMO-nál magasabb, mint a NAO-nál, míg az ENSO-nál volt a legmagasabb, ami nagyobb befolyást jelent (Lüdecke és társai, 2021). Emellett többéves időszakokat is számoltak periodicitás terén, nevezetesen: 4 és 13-14 év a NAO esetében; 15; 23-25 és 60-80 év az AMO esetében; és 2-5; 15-18; 31 és 56 év az ENSO esetében (Liesch és Wunsch, 2019). Az AO esetében a pozitív fázisban a középső szélességi fokokon a magasabb nyomás északabbra hajtja az óceáni viharokat, míg a keringési mintázat változásai szárazabb körülményeket hoznak a Földközi-tengerbe (Thompson és Wallace, 1998). Kimutatták, hogy a 2009-2010-es és a 2015-2016-os telet érintette a NAO (Seager és társai, 2010).

A fent felsoroltak a legfontosabb minták, periodicitások, de a modern meteorológiában számos ilyen mintázatot definiáltak (Adkins, 2018; NOAA, 2020; Szarka, 2020b).

Mindegyik említett mintázat valamilyen ciklikussággal rendelkezik és többé-kevésbé hatásuk az egész Földön kimutatható mind a csapadék, hőmérséklet vagy légnyomás időbeliségében.

### *3.1.3 Csapadékciklusok korábbi kutatások alapján*

A hosszú idejű meteorológiai rekordokat statisztikai módszerekkel is lehet vizsgálni (Valipour, 2012b) az idősorok hosszú távú trendjeinek keresése céljából, vagy a spektrális analízis segítségével az adatok ciklikus varianciájának tanulmányozására. A módszerek kiegészíthetik egymást.

Ezeket a módszereket a periódusok kimutatására számos tanulmányban alkalmazták egy idősor ciklikus változóinak vizsgálatára. Közép-Amerikában 131 állomás havi átlagos csapadékadatait vizsgálták ezeken a harmonikus módszereken keresztül (Hastenrath, 1968). Korábban 10 mediterrán mérőállomás havi adatait vizsgálták PCA elemzéssel és sikeresen kimutattak egy 2,2; 3,5 és 13,6 év hosszúságú ciklust 95 év hosszúságú adatokból (Maheras és társai, 1992). A török-mediterrán térségben erős periodicitást találtak az 1-4 éves skálán, valamint a 8-10 év közöttin. Ezeket főleg az ENSO, valamint a NAO jelenségekkel kötötték össze (Partal, 2018). Skóciában spektrális elemzéssel számos periódust számítottak ki, amelyekre az Észak-Atlanti Oszcilláció és az AMO volt hatással (Afzal és társai, 2015). 1862-1990 időskálán vizsgáltak horvát mérőállomások adatait, ahol előbb egy rövid (2-6), majd egy hosszabb (16-43) éves periodicitást találtak (Gajic-Capka, 1992). Később, ugyancsak Horvátország több mérőállomásáról való adatokat vizsgálva kimutattak rövid (2,2 és 4,7 éves), valamint hosszú (25 és 33,3 éves) periódusokat (Gajic-Capka, 1994). Lengyelországban az 1951-2006-os időtávon vizsgáltak 37 mérőállomást. A következő hosszúságú ciklusok egyértelmű túlsúlya volt kimutatható: 4,0; 4,6; 4,9; 5,3; 5,8; 6,4 és 7,1 év. Megállapítást nyert, hogy a téli időszakra jellemző a legkifejezettebb ciklikusság (6,4 éves ciklusok), míg a tavaszi időszakra jellemző a legnagyobb ingadozás a periodicitás tekintetében (Nidzgorska-Lencewicz és Czarnecka, 2019). Dél-Lengyelországban, a Kárpátok számos állomásának adataiból egy nagy súlyú 35 és 130 év körüli ciklust sikerült kimutatni éves adatokból, valamint a havi adatok segítségével az 1, valamint féléves periodicitást (Walanus és társai, 2021). Egy nagyobb kutatásban 50 európai nagyváros több, mint 100 év hosszúságú csapadékadatait vizsgáltak, amiben kimutatták a 11 év körüli csapadékciklus hiányát több adatsorban, valamint egyértelmű kapcsolatot találtak a 3,5 éves periódus és az ENSO között (Karagiannidis és társai, 2008). Fourier-transzformációval 60

európai város csapadékadatiban kimutattak 3,7, 7, 8,8 és egy 17,5 éves ciklust, bár nagy változatosságot tapasztaltak a mérési pontok között (Walanus és társai, 2022).

A Bükk-Mátra régióban (Kovács és Turai, 2014a) és a Nyírség régióban (Ilyés és társai, 2015) a csapadékot a Diszkrét Fourier-transzformáció (DFT) alapú spektrális analízis segítségével vizsgáltuk Magyarországon. Mindkét tanulmány rövidebb időszakokat használt a régiók ciklikus variációinak azonosítására. A nyírségi régióban havi csapadékadatokat használtunk, és egy 1 és 0,5 éves ciklus dominanciáját 19-20 további időszakos komponenssel határoztuk meg. A Bükk-Mátra hegységek területén 38 különböző meteorológiai állomás éves átlag- és maximális értékét használták, és az eredményekben számos domináns ciklus volt kimutatható, a 3,5; 4,9; 28,7-29,8 és 9,5-9,9 éves ciklusok jelentkeztek a legnagyobb amplitúdóval.

A DFT-n alapuló Lomb-Scargle periodogramot is használják periódusok felkutatására (Emery és társai, 2011). Vannak módszerek a periodogram egyenetlen eloszlású idősorok használatára is, megoldva az egyenlőség kritériumait (Matyasovszky, 2015).

A Wavelet-elemzést korábban számos klímával kapcsolatos adatkészleten használták. E módszer segítségével három idősort (tölgygyűrűk és csapadékadatok Budapestről) elemeztek és hasonlítottak össze egymással. Megállapítást nyert, hogy mindhárom idősor erősen változó 2-4 éves időintervallummal rendelkezik (Sen és Kern, 2016). Sangdan (2004) szerint az esőzések térbeli mintázata 1945 óta változhatott, a domináns periódus körülbelül 16 év. Dong és társai (2008) tanulmányában is waveleteket használtak a kínai Sanjiang síkság éves csapadékrekordjának vizsgálatára, ahol a 2-4 éves jelek dominanciáját az 1978-tól 1996-ig terjedő időszakra határozták meg. A jelek főleg 1959-1961, 1968-1973, 1974-1977, 1982-1985 és 1987-1993 években voltak dominánsak. A Heilongjiang tartományban, szintén Kínában, 1956 és 2009 közötti csapadék adatokat wavelet elemzéssel vizsgálták, és megállapítást nyert, hogy négy fő időszak körülbelül 6, 11, 19 és 31 év létezik (Zheng és társai, 2014). Belgiumban 105 év hosszúságú időszakot vizsgáltak waveletekkel, kimutattak egy 1, 3 és 7 év hosszúságú ciklust, ami 1935-1945 között hiányzott (De Jongh és társai, 2006). Baskíriában wavelet-ekkel elemeztek 40-70 év időtávra nézve 34 meteorológiai állomás adatát, megállapították, hogy több adatkészletben megtalálható a 2,4; 4; 8; 11 és 22 éves periódus, aminek időbeli változásait is vizsgálták (Vasilev és társai, 2013).



A szükséges rekordok számát is vizsgálták (Valipour, 2012a), havi csapadékadatokkal több forgatókönyvvel számítottak és összehasonlították a korrelációt. A 60, 120 és 588 havi adatrekordok felhasználásával a modellek  $R^2$  értéke 0,8 vagy 0,9 volt.

A kutatás fő célja az volt, hogy a korábbi vizsgálatokhoz kiegészítő eredményeket kapjunk, hogy bizonyítsuk a sekély talajvízszintekben és a csapadékadatokban kimutatott ciklusok jelenlétét is annak igazolására, hogy találhatóak-e hasonlóságok a más régiókban mért adatok, valamint a hidrológiai ciklus más részein mért adatok között.

### 3.2 Anyag és módszer

A hosszú idejű megfigyeléseken alapuló hidrometeorológiai adatsorok idősoroknak tekinthetők, így különböző idősor elemzéses módszerekkel vizsgálni lehet azokat. A földi meteorológiai folyamatoknak vannak sztochasztikus és determinisztikus részei is, amelyeket vizsgálataim során megpróbáltam elkülöníteni.

A módszerek két irányvonal mentén találhatóak meg. Az egyik a klasszikus statisztikai trend analízis (Mosteller és Tukey, 1977), a másik a bonyolultabbnak tekinthető spektrális elemzés (Bath, 1974). E két módszer kiegészíti egymást, mivel a leggyakrabban használt lineáris trend analízis a hosszú távú változást vizsgálja, addig a spektrális elemzés a periodikus, ciklikus komponenseket keresi egy adott idősorban.

A talajvízes idősorokra alkalmazott periodicitás-vizsgálati módszereket és fejlődésüket, többek között a fejezetben bemutatott csapadékösszegek esetében használt spektrális elemzést Kovács és társai (2011) valamint O'Sullivan és társai (2002) foglalták össze részletesen.

Spektrális elemzés során harmonikus függvényekkel leírható ciklikus komponenseket tudunk kimutatni.

#### 3.2.1 Spektrális elemzés

Tág mérési intervallum esetében látható, hogy a csapadék idősorok nagyszámú periodikus komponens is tartalmazhatnak, ezért a diszkrét Fourier-transzformáción alapuló spektrális elemzési módszer segítségével számos vizsgálatot végeztem el. Az analitikus Fourier-transzformáció harmonikus függvényekkel számolva adja meg a komplex Fourier-

spektrumot  $F(f)$ , amely egy valós és egy képzetes részből áll (Panter, 1965; Meskó, 1984). A valós rész az alábbi összefüggéssel írható fel:

$$\operatorname{Re}[F(f)] = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \cos(2\pi ft) dt \quad (3.1)$$

ahol az  $f(t)$  jel transzformált spektruma az  $F(f)$ . A képzetes részt az alábbi összefüggés adja:

$$\operatorname{Im}[F(f)] = - \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \sin(2\pi ft) dt \quad (3.2)$$

A komplex Fourier-spektrum a két rész alábbi komplex összegzésével adható meg:

$$F(f) = \operatorname{Re}[F(f)] + j * \operatorname{Im}[F(f)] \quad (3.3)$$

ahol  $j = \sqrt{-1}$ . Az  $F(f)$  komplex Fourier-spektrum felírható exponenciális alakban is, két új valós spektrum megadásával:

$$F(f) = A(f)e^{j\Phi(f)} \quad (3.4)$$

Ahol az  $A(f)$  spektrumot amplitúdó spektrumnak, míg a  $\Phi(f)$  spektrumot fázisspektrumnak nevezzük. A két új valós spektrum a valós és képzetes spektrumok segítségével felírható az alábbi módon:

$$A(f) = \sqrt{\operatorname{Re}^2[F(f)] + \operatorname{Im}^2[F(f)]} \quad (3.5)$$

$$\phi(f) = \operatorname{arctg} \frac{\operatorname{Im}[F(f)]}{\operatorname{Re}[F(f)]} \quad (3.6)$$

Az amplitúdó spektrum az adott frekvenciájú komponensek súlyát adja, míg a fázisspektrum (fázisszög) az adott frekvenciájú komponensek maximum helyének a regisztrátumok kezdőpontjától számított időbeli eltolódásából határozható meg, ezen eltolódások és az adott periódusidők arányát képezve (Bracewell, 1978).

A *relatív amplitúdó spektrum* ( $AY(T)_{max}$ ) a különböző periódusidejű komponensek amplitúdó értékeit hasonlítja össze a fellelhető legnagyobb amplitúdó értékkel. Az érték megmutatja, hogy a különböző periódusidejű ciklusok amplitúdója hány százaléka a maximális amplitúdónak. Ezen súly alapján meg lehet határozni, hogy melyik ciklus tekinthető dominánsnak (nagy amplitúdóval) főciklusnak, vagy melyik tekinthető az időjárás alakulásában számottevőnek, de már kevésbé jelentős, mellékciklusnak. A relatív amplitúdó

spektrum segítségével főciklusnak tekinthető az 50 % feletti súllyal rendelkező ciklus, míg melléciklusnak a 20-50 % közötti relatív amplitúdóval rendelkező periódus.

A determinisztikusan kimutatott ciklusok megbízhatóságát 1% fehér zajjal terhelt adatsoron is vizsgáltam, Debrecen és Pécs példáján keresztül. Az elemzéshez a bemenő adatokat az MS Excel NORM.INVERZ függvénye segítségével állítottam elő, mely a normális eloszlásfüggvény inverz értékét adja meg. A használatához a három bemeneti paraméter:

1. Valószínűség: Függvény által generált egyenletes eloszlású és véletlenszerű valós szám, amely nem kisebb 0-nál és kisebb 1-nél.
2. Közéérték: Az eredeti mért éves csapadékösszeg
3. Szórás: A mért adatsor szórásának 1%-a.

A spektrális elemzéseknek két különböző megközelítése van. Az egyik a determinisztikus, a másik a sztochasztikus, amikor véletlennek tekintjük a jelet (Candy, 1985).

Bár alapvetően a földi meteorológiai folyamatok sztochasztikusak, azonban vizsgálatomnál úgy közelítettem meg, hogy a természeti törvényszerűségek által befolyásolt determinisztikus komponenseket kívánom feltárni az idősorokban.

Amennyiben az amplitúdó spektrum ( $A(f)$ ), valamint a fázisszög ( $\Phi(f)$ ) ismert, akkor az eredeti idősor ( $y(t)$ ) visszaállítható (Kovács és Turai, 2014a) az alábbi egyenlet segítségével:

$$y(t) = \bar{Y} + \int_0^{+f_N} A(f) e^{j[2\pi f t + \Phi(f)]} df \quad (3.7)$$

Ahol az  $f=1/T$ , egy ciklus frekvenciája,  $\bar{Y}$  a várható érték, amit állandónak veszünk a vizsgált időszakban, míg az  $f_N$  a Nyquist-frekvencia

Amennyiben csak a korábban meghatározott fő és melléciklusokat használjuk, egy determinisztikus alapokon nyugvó idősort kaphatunk meg:

$$y(t)^{det} = \bar{Y} + \frac{2}{t_{reg}} \sum_{i=1}^I A_i \cos \left[ \frac{2\pi}{T_i} (t - 1901) + \Phi(T_i) \right] \quad (3.8)$$

Ahol  $y(t)^{det}$  az adatsor, amit a determinisztikus komponensekből számoltunk,  $t_{reg}$  az adatsor hossza,  $T_i$  az  $i$ -edik ciklus periódusideje,  $I$  a determinisztikusan meghatározott

ciklusok száma. A  $\phi(T_i)$  az  $i$ -edik ciklushoz tartozó fázisszög, míg az  $A_i$  ugyanazon ciklus amplitúdója, az 1901 a mérés kiindulási éve.

Az eredeti  $y(t)$  és a számított  $y(t)^{det}$  adatsor között elvégezhető a lineáris kapcsolat erősségének meghatározása, Pearson-féle korrelációs együttható (Mosteller és Tukey, 1977) kiszámításával, amit a számított idősorunk hibájának is definiálhatunk.

Amennyiben a  $t$  értéke túlmegy a vizsgált időtartományunkon (esetünkben 2010 utáni évszámot helyettesítünk a képletbe), akkor a jövőre vonatkoztatva előrejelzés is készíthető.

Előrejelzés készítéséhez a rendelkezésre álló állomások adataiból Debrecen éves adatsorát használtam fel, hogy becslést végezzek az éves csapadékösszegekre 2030-ig.

### 3.2.2 Wavelet-elemzés

A Wavelet-elemzés egy jól ismert metódus egy ciklus időfüggésének megvizsgálására egy idősoron belül (Nason és Von Sachs, 1999). A regisztrált jelekben keresett ciklusok alakja harmonikus függvényekkel írható le, sinus-cosinus függvények mindegyike használható a vizsgálatához. A hullámhossz-elemzés egyik technikája konvolúciós szűrés alkalmazása (Turai, 2005). Az  $x(t)$  wavelet és a regisztrált  $y(t)$  idősorbeli jel a következő:

$$x(t) = \cos\left(\frac{2\pi}{T_i} t\right) \quad (3.9)$$

vagy:

$$x(t) = \sin\left(\frac{2\pi}{T_i} t\right) \quad (3.10)$$

Ahol a cosinus függvény a valós wavelet, míg a sinus függvény a képzetes wavelet, míg  $T_i$  a választott ciklus periódusideje. A hullámcsomagok (wavelet-ek) és a regisztrált jel konvolúciójával meghatározható az adott ciklus súlya ( $y^{wavelet-tr}$ ) minden egyes regisztráláskor, minden időpillanatban.

$$y^{wavelet-tr}(t) = \int_{\tau=-\infty}^{+\infty} x(\tau)y(t-\tau)d\tau = \int_{\tau=-\infty}^{+\infty} y(\tau)x(t-\tau)d\tau \quad (3.11)$$

ahol  $\tau$  egy időváltozó, az eltolódás.

A második módszer a wavelet-elemzés elvégzéséhez a keresztkorrelációs függvény ( $R_{xy}(\tau)$ ) alkalmazása:

$$R_{xy}(t) = \frac{1}{t_{reg}} \int_{\tau=t_{min}}^{t_{max}} x(\tau)y(t + \tau)dt \quad (3.12)$$

A vizsgálatokhoz egy normált egyenletet használunk:

$$R_{xy}^{(N)}(t) = \frac{R_{xy}(t)}{\text{Max}\{R_{xy}(t)\}} \quad (3.13)$$

### 3.2.3 Keresztkorrelációs elemzés

A lineáris kapcsolat vizsgálatára szolgáló módszer a lenti kifejezéseket használja a korrelációs és keresztspektrális elemzési eredmények együtthatóinak meghatározásához. Ezekkel a módszerekkel több tanulmányban is vizsgálták a csapadék és a karsztvízszint összefüggését (Padilla és Pulido-Bosch, 1995; Darabos, 2017), valamint a távkapcsolatok és a vízhozamok összefüggését (Pekarova és Pekar, 2007). A továbbiakban ennek a módszernek a matematikai alapjait ismertetem.

Két idősor összehasonlításánál, a korrelációs számításnál feltételezzük, hogy az  $x_i$  idősor hatással van az  $y_i$  idősorra, ahol  $i=1, \dots, n$ , a mért adatok sorozata.

$$r_{+k} = r_{xy}(k) = \frac{c_{xy}(k)}{\sqrt{c_x^2(0)c_y^2(0)}} \quad (3.14)$$

$$r_{-k} = r_{yx}(k) = \frac{c_{yx}(k)}{\sqrt{c_x^2(0)c_y^2(0)}} \quad (3.15)$$

Ahol:

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}) \quad (3.16)$$

$$C_{yx}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (y_t - \bar{y})(x_{t+k} - \bar{x}) \quad (3.17)$$

$$C_x(0) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (x_t - \bar{x})^2 \quad (3.18)$$

$$C_y(0) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (y_t - \bar{y})^2 \quad (3.19)$$

ahol  $\bar{x}$  és  $\bar{y}$  a két idősor átlagos értéke.,  $r_{+k}$  és  $r_{-k}$  a két korrelációs együttható.

### 3.2.4 Kereszt-spektrális elemzés

A keresztkorrelációs függvény aszimmetriája miatt elengedhetetlen a spektrál sűrűség függvény értelmezése a komplex számok halmazán:

$$\Gamma_{xy}(f) = |\alpha_{xy}(f)| \exp[-i\Phi_{xy}(f)] \quad (3.20)$$

ahol  $\Gamma$  az aszimmetria mértéke,  $i$  a  $\sqrt{-1}$ , az  $\alpha_{xy}(f)$ ,  $\Phi_{xy}(f)$  a kereszt amplitúdó és a fázis függvények értékei, részletesen:

$$\alpha_{xy}(f) = \sqrt{\Psi_{xy}^2(f) + \Lambda_{xy}^2(f)} \quad (3.21)$$

$$\phi_{xy}(f) = \arctan \frac{\Lambda_{xy}(f)}{\Psi_{xy}(f)} \quad (3.22)$$

Ahol a kereszt-spektrum,  $\Psi_{xy}(f)$  és négyzetes spektrum,  $\Lambda_{xy}(f)$  a következő:

$$\Psi_{xy}(f) = 2\{r_{xy}(0) + \sum_{k=1}^m [r_{xy}(k) + r_{yx}(k)] D_k \cos(2\pi f k)\} \quad (3.23)$$

$$\Lambda_{xy}(f) = 2\{\sum_{k=1}^m [r_{xy}(k) - r_{yx}(k)] D_k \sin(2\pi f k)\} \quad (3.24)$$

ahol  $D_k$  egy súlyozási függvény, ami a  $\Psi_{xy}(f)$  és a  $\Lambda_{xy}(f)$  együtthatóban jelentkező torzítás kiküszöbölését szolgálja.

A két módszertan együttes használatával tiszta képet kaphatunk a klímajelenségek idősorainak periodikus komponenseiről, valamint azok kapcsolatáról a csapadékösszegekkel. A számítások elvégzéséhez használt saját fejlesztésű python programokat az 1-2. mellékletek tartalmazzák.

### 3.2.5 Felhasznált adatok

A vizsgálathoz az Országos Meteorológiai Szolgálat által számos nagyvárosban mért csapadéértéket használtam fel (7. ábra). Az adatok 1901. január 1. és 2010. december 31. között napi, havi és éves csapadékösszegek, a Kárpát-medence négy nagyvárosából, Budapest, Debrecen, Szombathely, valamint Pécs települések mérőhelyeiről (OMSZ, 2021). A mért csapadéértékeket befolyásolhatják a mérési hely sajátosságai, úgy mint az épített környezet, a városi hősziget jelensége, a területhasználat (ipari, mezőgazdasági, erdő), valamint a monitoring állomások évek során bekövetkezett városokon belüli helyváltozása. Azonban feltételezzük, hogy a számítások eredményeit számottevően ezen hatások nem befolyásolják.

A mintázatok és az oszcillációk éghajlati adatait több nyílt adatbázisból gyűjtöttem össze. Igyekeztem a földi/európai éghajlatra hatásuk alapján a legfontosabbakat, valamint legismertebbeket kigyűjteni. Az AMO-adatok a NOAA Fizikai Tudományok Laboratóriumától származnak (PSL, 2020), míg az AO, NAO, PNA és SOI adatokat a NOAA Nemzeti Környezetvédelmi Információs Központjából (NCEI, 2020) töltöttem le. Az adatok az AO, PNA, NAO esetében 1950. január – 2010. december, a SOI esetében pedig 1951. január – 2010. december, míg az AMO adatok 1901. januártól állnak rendelkezésre.

A spektrális vizsgálatokhoz a teljes elérhető adatsort felhasználtam, nem került külön tanítási és validálási fázis kialakításra, mivel szempont volt, hogy ne vesszen el adat, valamint a kalibrációt fontosabbnak tartottam, mint a validációt.



7. ábra: A vizsgálathoz használt mérőhelyek Magyarország területén (szerző saját szerkesztése)

### 3.3 Éves csapadékösszegek

A vizsgálathoz először a 110 év hosszúságú éves csapadékösszegeket használtam. Ezen adatsorok mérési időintervalluma 1901 és 2010 között mozgott, így a mintaszám 110, a Nyquist-frekvencia 2 év, mivel a mintavételi köz 1 év.

Az alábbi 2. táblázatban a négy vizsgált mérőhely idősoraiban talált, félkövérrel jelölt fő ( $AY(T)_{\max} > 50\%$ ) és melléciklusokat ( $20\% < AY(T)_{\max} < 50\%$ ) adtam meg:

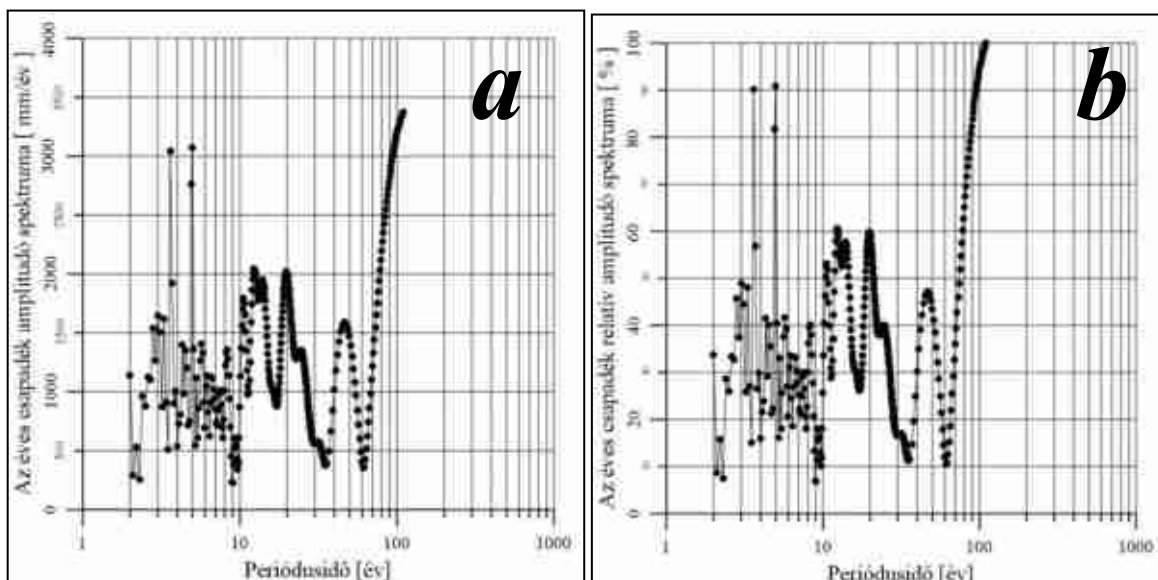
2. táblázat: Az éves csapadékidősorból kiszámolt fő- és melléciklusok  
(szerző saját szerkesztése)

Budapest		Debrecen		Pécs		Szombathely	
T [év]	$\frac{A(T)_{\max}^{lok}}{A(T)_{\max}^{abs}}$ [%]	T [év]	$\frac{A(T)_{\max}^{lok}}{A(T)_{\max}^{abs}}$ [%]	T [év]	$\frac{A(T)_{\max}^{lok}}{A(T)_{\max}^{abs}}$ [%]	T [év]	$\frac{A(T)_{\max}^{lok}}{A(T)_{\max}^{abs}}$ [%]
2,8	45,65	3,1	41,11	<b>2,9</b>	<b>88,95</b>	<b>2,8</b>	<b>50,20</b>
3	48,83	<b>3,4</b>	<b>56,89</b>	<b>3,2</b>	<b>61,44</b>	3	44,10
3,3	47,93	<b>3,6</b>	<b>100,00</b>	<b>3,6</b>	<b>95,02</b>	<b>3,5</b>	<b>71,06</b>
<b>3,6</b>	<b>90,15</b>	<b>4,3</b>	<b>71,45</b>	<b>3,9</b>	<b>64,36</b>	<b>3,9</b>	<b>54,00</b>
3,9	29,79	4,6	28,36	<b>4,1</b>	<b>82,77</b>	<b>4,2</b>	<b>55,97</b>
4,3	41,42	<b>5</b>	<b>77,45</b>	<b>4,5</b>	<b>100,00</b>	4,5	21,06
4,5	40,03	<b>5,6</b>	<b>55,18</b>	<b>5</b>	<b>99,50</b>	<b>5</b>	<b>52,84</b>
<b>5</b>	<b>90,88</b>	<b>6,1</b>	<b>61,87</b>	<b>5,6</b>	<b>55,28</b>	5,5	30,80
5,3	32,98	6,5	49,59	<b>6,1</b>	<b>66,19</b>	6,3	47,78
5,7	41,75	7	30,45	6,7	32,68	6,8	32,11
6,2	33,63	7,7	24,24	<b>7,6</b>	<b>60,27</b>	7,8	40,63
6,6	33,23	10,4	26,52	<b>9,9</b>	<b>67,53</b>	<b>8,5</b>	<b>51,41</b>
7,5	30,02	<b>13,5</b>	<b>69,34</b>	<b>12</b>	<b>54,49</b>	9,5	47,53
8,3	40,12	21,8	43,45	<b>14,3</b>	<b>65,71</b>	10,4	49,95
<b>10,6</b>	<b>53,15</b>	<b>31,6</b>	<b>77,77</b>	18,1	43,87	<b>11,8</b>	<b>80,05</b>
<b>12,4</b>	<b>60,56</b>	51	27,46	<b>31,6</b>	<b>73,43</b>	<b>13,3</b>	<b>61,30</b>
<b>14</b>	<b>57,74</b>			<b>51</b>	<b>55,10</b>	<b>15,6</b>	<b>72,15</b>
<b>19,8</b>	<b>59,76</b>					<b>26,7</b>	<b>100,00</b>
24,4	40,03					<b>36</b>	<b>80,94</b>
31,3	17,05					<b>59</b>	<b>65,26</b>
47	47,17						



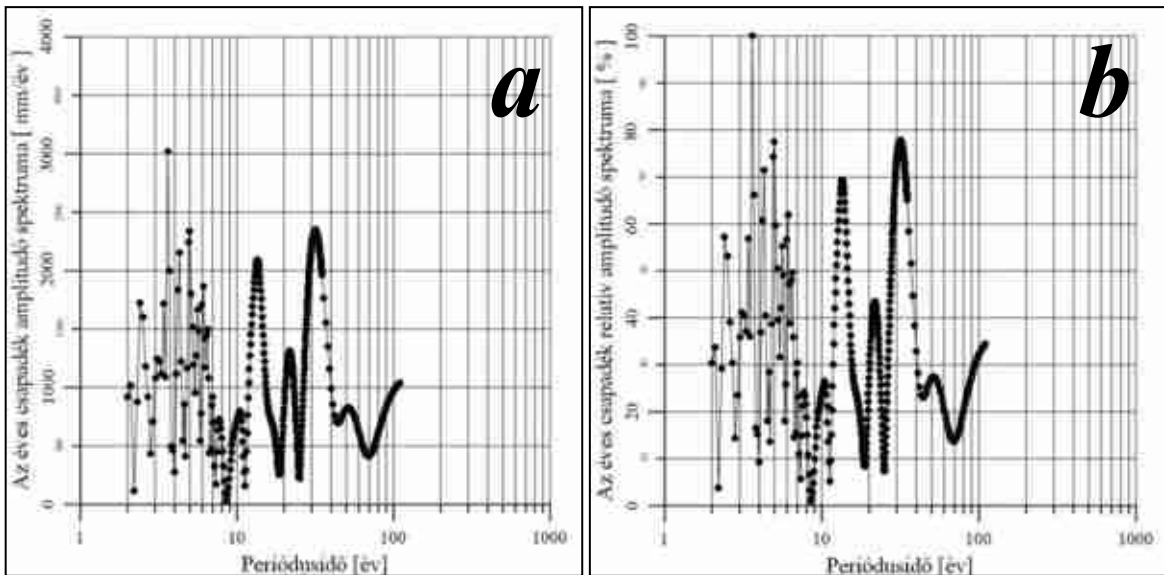
Budapesten 21 ciklust sikerült kimutatni (8. ábra). Ezek nagy része főciklus (15 db) és 6 mellékciklus. A legdominánsabb az 5 éves ciklus mutatkozik, majdnem 100 % relatív amplitúdó spektrummal ( $AY(T)_{max}$ ), azt követi a 3,6 éves, mint a második legdominánsabb. Több ábrán látható, hogy a 110 éves adatsor hossza sem elegendő az összes ciklus felkutatásához. A függvény értékeinek az x tengely nagyobb periódusidejeinél tapasztalható emelkedéséből a 110 évesnél hosszabb ciklus is észrevehető, nagy mértékű amplitúdóval, azonban az értékek nem érnek el egy lokális maximumot, így ezen ciklus periódusideje nem meghatározható a rendelkezésre álló regisztrálási időszak adataiból.

A kapott eredmények két ábrán láthatók, az egyikben a kapott amplitúdó értékek, míg a mellette lévők a korábban definiált relatív amplitúdó értékek szerint ábrázolva. A ciklusok sorrendbe állítását a relatív értékek alapján tettem meg.



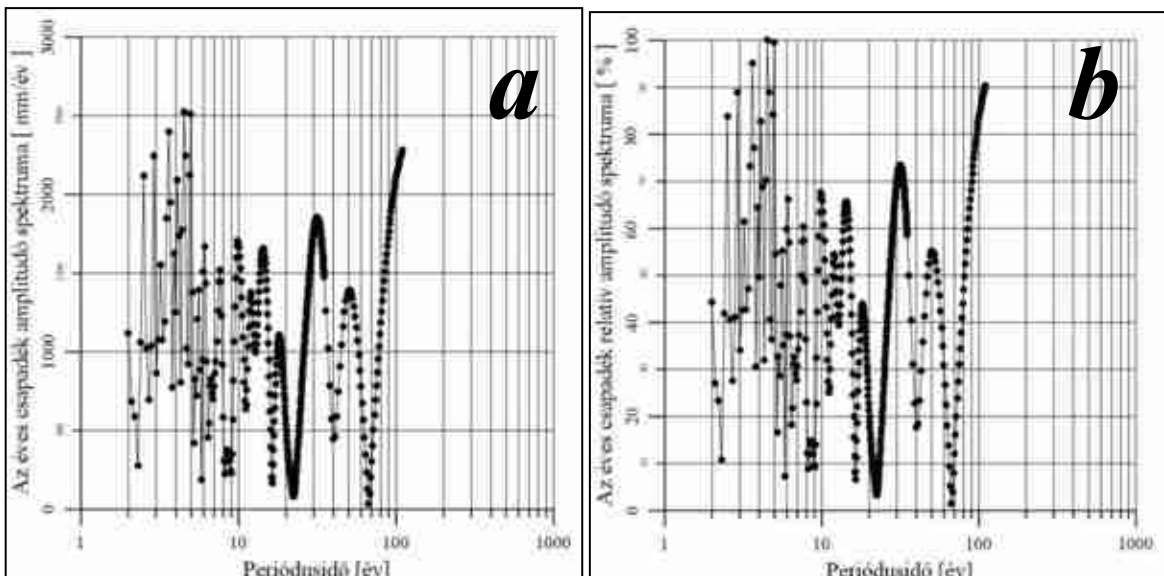
8. ábra: Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Budapesten 1901-2010 között éves adatok alapján (szerző saját szerkesztése)

Debrecenben 16 ciklust határoztam meg (9. ábra), melyből 8 volt főciklus, 8 mellékciklus. Itt a 3,6 éves ciklus mutatkozott a legdominánsabbnak, 100 % relatív amplitúdó értékkel, a többi ciklus 27 – 77 % közötti értéktartományba esett.



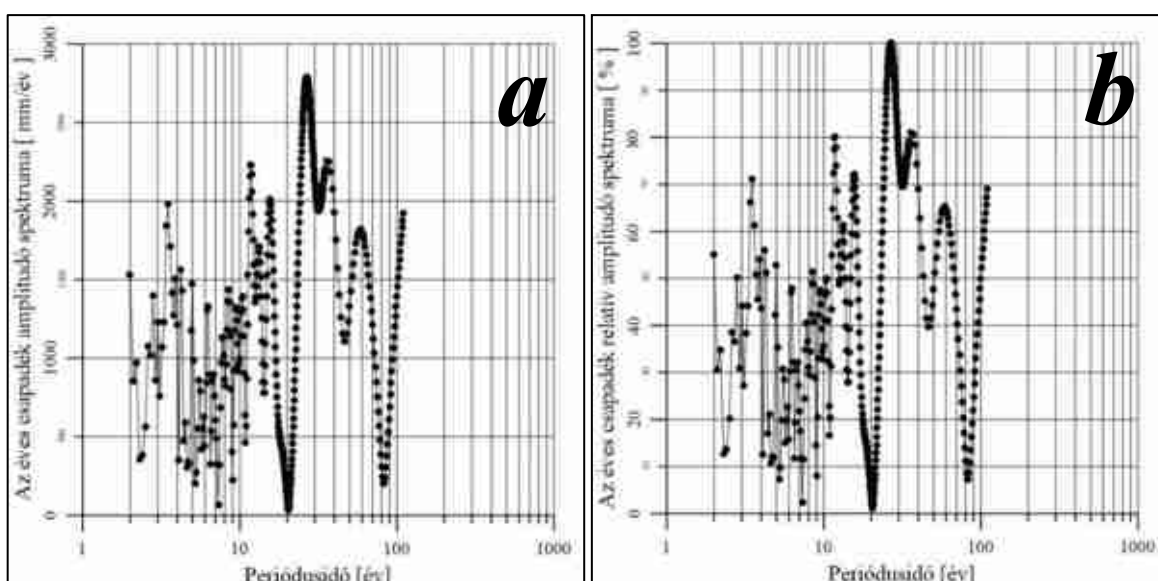
9. ábra: Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Debrecenben 1901 és 2010 között éves adatok alapján (szerző saját szerkesztése)

Pécsett 17 ciklus látható (10. ábra), egy kivétellel mindegyik főciklusként kezelhető. Ez azzal magyarázható, hogy Pécsett a csapadék időbeli alakulása sokkal kevesebb számú domináns ciklussal leírható, mint más mérőállomások közelében. Itt a 4,5 éves ciklus mutatkozott a legdominánsabbnak, amit az 5 éves követett szinte azonos relatív amplitúdó értékkel, míg a harmadik a 3,6 éves volt, több mint 90 %-os relatív amplitúdóval.



10. ábra: Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Pécsen 1901 és 2010 között éves adatok alapján (szerző saját szerkesztése)

Szombathelyen 20 ciklust határoztam meg (11. ábra). Többségüket nem lehet összehasonlítani a többi városban kimutatott ciklusokkal, mivel a település különleges földrajzi elhelyezkedése miatt (az Alpok közelsége) az ország legcsapadékosabb vidékének számít, a csapadék időbeliségében a ciklikusság nem annyira meghatározó, mint a többi esetben. Szombathelyen a legdominánsabban a 26,7 éves ciklus jelentkezett. A 2. táblázatban látható, hogy a nagyobb relatív amplitúdó spektrummal rendelkező ciklusok a 10 és 60 év közötti periódusidő tartományból kerültek ki. Ez azt jelenti, hogy a hosszabb ciklusok nagyobb részben jellemzik a csapadék alakulását, a kis periódusidővel rendelkező ciklusok szinte alig jelentkeznek, dominánsan nem mutathatók ki.



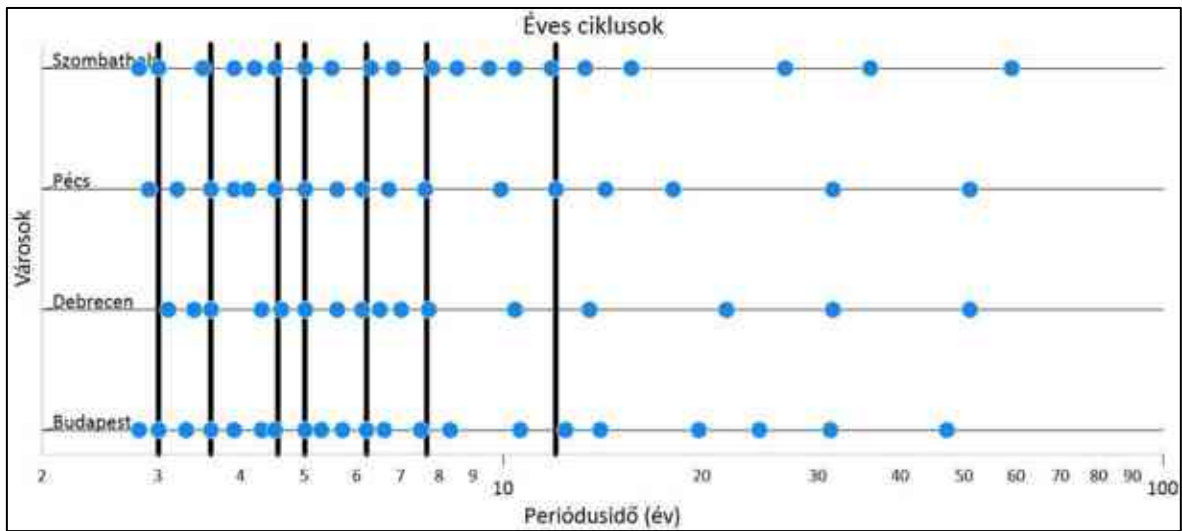
11. ábra: Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Szombathelyen 1901 és 2010 között éves adatok alapján (szerző saját szerkesztése)

A külön-külön történő elemzés után az adatokat mind a négy város esetében együtt vizsgálva, 7 olyan ciklus is kiszámítható, amely minden adatsorban megtalálható. Ezen ciklusok a következők, az átlagos relatív amplitúdó értékük sorrendjében:

5 éves	$AY(T)_{\max} = 80,17 \%$
3,5 – 3,6 éves	$AY(T)_{\max} = 71,25 \%$
11,8 – 13,5 éves	$AY(T)_{\max} = 66,11 \%$
2,8 – 3,1 éves	$AY(T)_{\max} = 57,27 \%$
6,1 – 6,3 éves	$AY(T)_{\max} = 52,36 \%$
4,5 – 4,6 éves	$AY(T)_{\max} = 47,36 \%$

7,5 – 7,8 éves

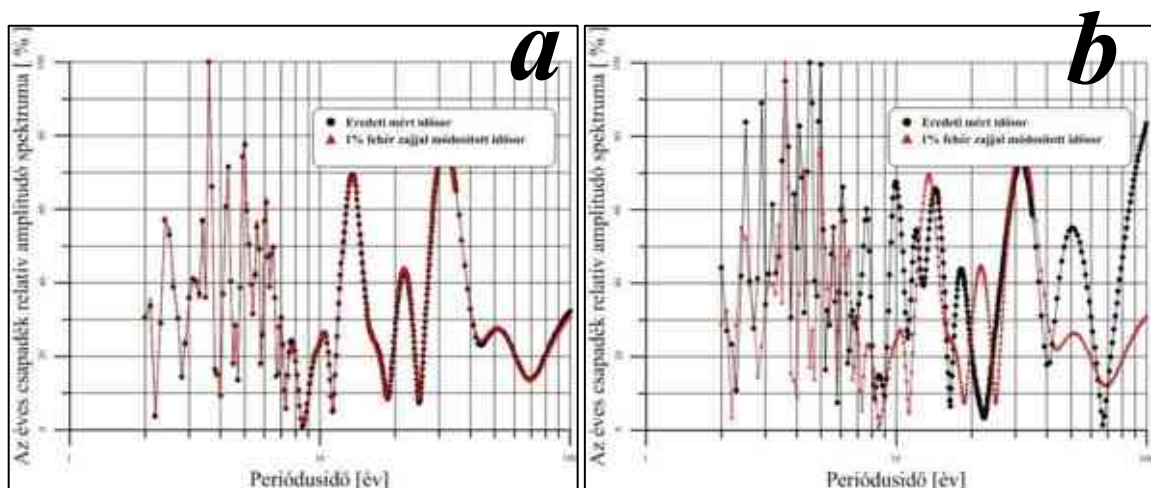
$AY(T)_{\max} = 38,79 \%$



12. ábra: Az éves adatokból számított ciklusok, jelölve a közös periódusokkal (szerző saját szerkesztése)

A városok földrajzi elhelyezkedése jól jellemzi az egész Kárpát-medencét, mivel négy különböző, egymástól távol lévő állomásról sikerült adatokat gyűjtenünk, így ezt a 7 ciklust tekinthetjük Kárpát-medencei, vagy országos ciklusoknak is (12. ábra).

A vizsgálatok ellenőrzéseképp két kiválasztott mérőhely esetében hibával terhelt adatsort is spektrális elemzés alá vettem, Debrecen és Pécs éves csapadékösszeg idősorát választottam a vizsgálathoz (13. ábra).



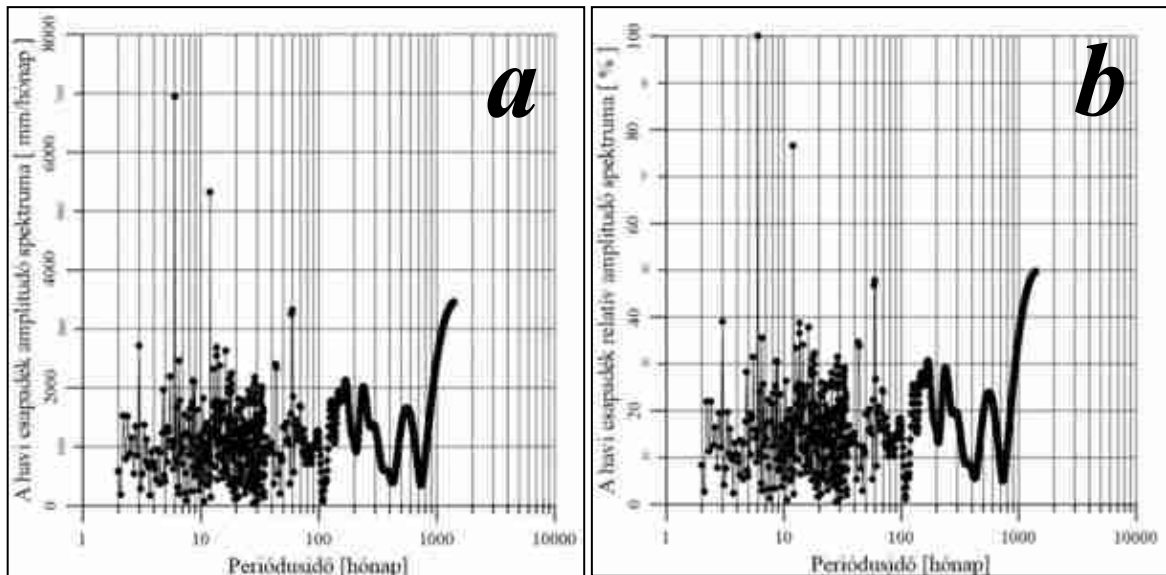
13. ábra: Relatív amplitúdó spektrum 1901-2010 között Debrecen (a) és Pécs (b) esetében 1 % fehér zajjal (szerző saját szerkesztése)

Megfigyelhető, hogy míg Debrecen esetében az 1 % fehér zajjal terhelt adatsor közel azonos eredményt mutat, addig Pécs esetében egy kissé eltérő spektrumkép került meghatározásra. Pécsen mindkét esetben számos olyan ciklus került meghatározásra, amely a zajmentes és a zajjal terhelt idősorban is megtalálható volt, mint a 3,6; 5; 5,6; 7,7 évesek. A zajjal terhelt jelből számított spektrális elemzés különbözőségének magyarázata lehet az eltérő éghajlati helyzete a két városnak. A mediterrán éghajlat által befolyásolt pécsi csapadékviszonyok érzékenyebbek a zajra. Számos ciklus a két adatsor esetén elég közel került meghatározásra ahhoz, hogy egynek lehessen tekinteni azokat. A legmagasabb amplitúdójú ciklus a 3,6 éves, ugyanúgy, mint Debrecenben.

### 3.4 Havi csapadékösszegek

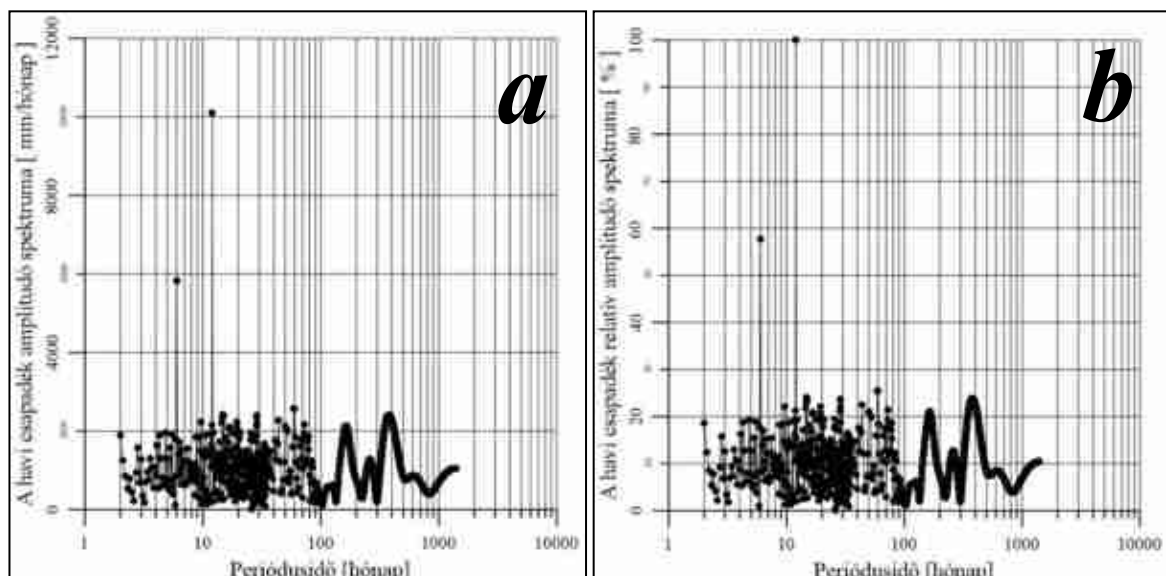
A felbontás javítása érdekében a következő lépés a havi csapadékösszegek elemzése volt. Ezen idősorok hasonló időintervallumot ölelnek fel, a regisztrációs időszak 1901. január és 2010. december közötti időszak, ennek hossza  $T_{reg}=1320$  hónap, a mintavételi köz 1 hónap volt, így 1320 mintát vizsgáltam minden egyes városból. A Nyquist frekvencia ebben az esetben 2 hónap.

Budapesten 71 ciklust találtam (14. ábra). Mint később látni lehet, az egyetlen hely, ahol a féléves ciklus (100 %) dominánsabban jelenik meg az egy évesnél (76,63 %). Ezek mellett csak egy főciklus (5 év) került még azonosításra, a többi mind mellékciklusként jelentkezett. Ezek közül dominánsnak tekinthető a 3; 13,7 és a 16,2 hónap hosszúságú periódusok.



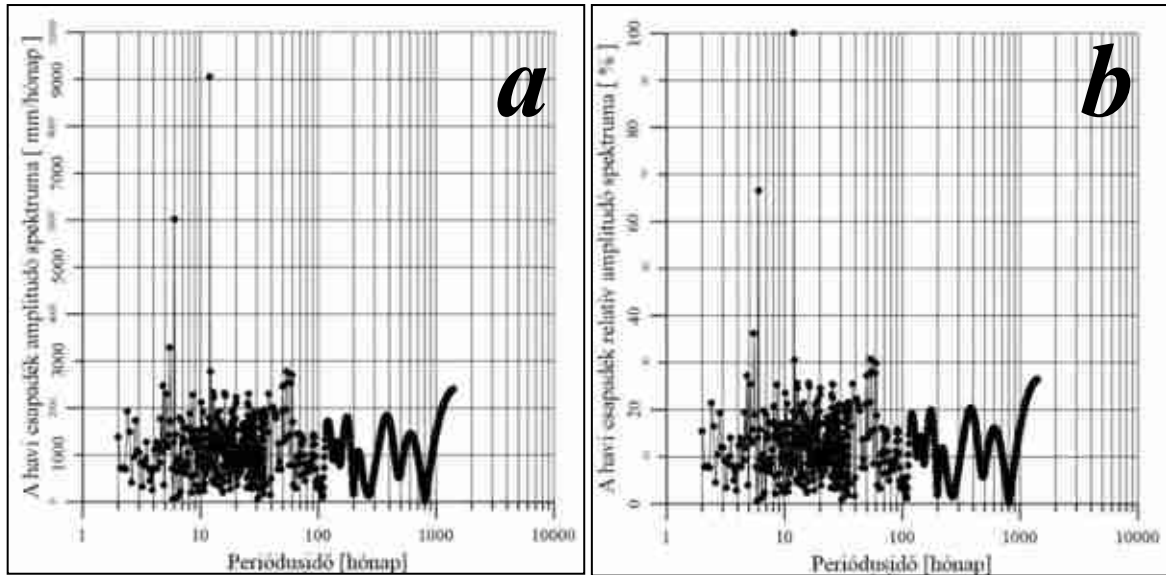
14. ábra: Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Budapesten 1901. január és 2010. december között havi adatok alapján (szerző saját szerkesztése)

Debrecenben 43 ciklust mutattam ki (15. ábra). Ennél az állomásnál már az éves ciklus volt a legdominánsabb 100 %-os relatív amplitúddal, a második 57,64 %-al a féléves ciklus. A többi, mind a mellékciklus tartományba esett, azok közül is az 59, 4,7 és a 378 hónaposak szerepeltek nagyobb értékkel. A ciklusok nagy része a 20 % relatív amplitúdó érték alatt szerepelt, de ennek ellenére a csapadék időbeliségében figyelembe kell venni őket.



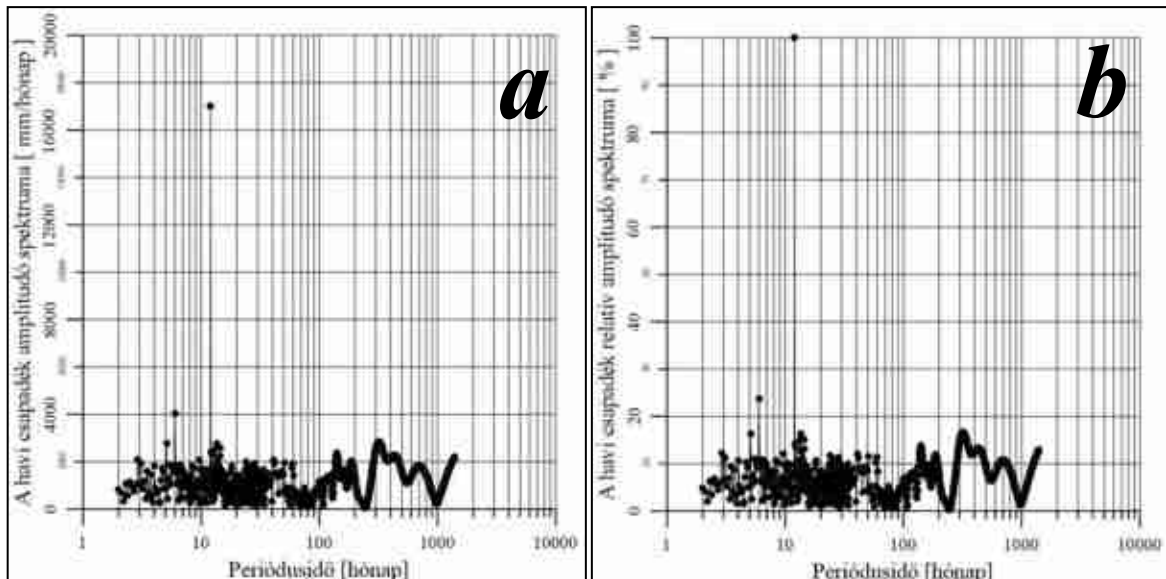
15. ábra Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Debrecenben 1901. január és 2010. december között havi adatok alapján (szerző saját szerkesztése)

Pécs városára 65 periódust számoltam ki (16. ábra). Az éves ciklus egyértelmű dominanciája mellett a féléves a debreceninél kicsit nagyobb, 66,53 %-al jelent meg. A többi ciklus mind a mellékciklus tartományba esett, 14 – 50 % közötti relatív amplitúdó értékkel. A dominánsabb mellékciklusok az 5,5; 54; 12,2 és a 60 hónap hosszúságúak.



16. ábra: Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Pécssett 1901. január és 2010. december között havi adatok alapján (szerző saját szerkesztése)

Szombathelyen mindössze 19 ciklust sikerült kiszámítani (17. ábra). Az éves ciklus 100 %-os relatív amplitúdója mellett a féléves csak 23,71 %-al jelentkezett, így már az is mellékciklusnak számít. Ennél a városnál a 6 hónapos ciklikusság az idősorban már közel sem annyira domináns, mint a többi város esetében, a többi mellékciklus mind 20 %-nál kisebb értékkel adódott.



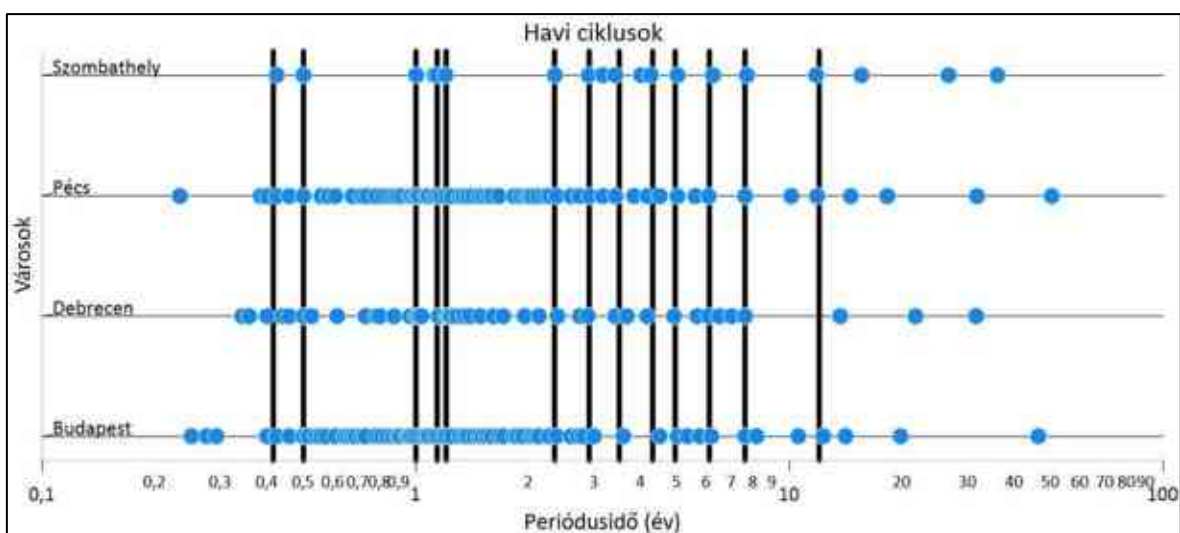
17. ábra: Amplitúdó (a) és relatív amplitúdó (b) spektrum Szombathelyen 1901. január és 2010. december között havi adatok alapján (szerző saját szerkesztése)

Mint az az eredményekből is látszik – főleg az utolsó Szombathelyi esetben – egy-két nagyobb, dominánsabb ciklus van az idősorban, minden városnál a helyi sajátosságok megjelenésével. Szombathelyen az Alpok közelsége miatti más klimatikus viszonyok miatt szinte teljesen eltérő eredmény jött ki, mint a többi városnál. A ciklikusság itt közel sem annyira domináns, mint a többi állomás esetében.



Az eredmények együttes vizsgálata után 13 ciklust találtam meg mind a négy város idősor adataiban. Ezek a következők, az átlagos relatív amplitúdó érték szerinti sorrendben:

1 éves	$AY(T)_{\max} = 94,16 \%$
0,5 éves	$AY(T)_{\max} = 61,97 \%$
4,92 – 5,00 éves	$AY(T)_{\max} = 28,61 \%$
1,13 – 1,15 éves	$AY(T)_{\max} = 23,14 \%$
1,2 – 1,21 éves	$AY(T)_{\max} = 23,08 \%$
3,42 – 3,67 éves	$AY(T)_{\max} = 22,83 \%$
0,4 – 0,43 éves	$AY(T)_{\max} = 22,76 \%$
2,36 – 2,39 éves	$AY(T)_{\max} = 21,85 \%$
4,17 – 4,5 éves	$AY(T)_{\max} = 20,88 \%$
11,75 – 13,67 éves	$AY(T)_{\max} = 19,34 \%$
2,8 – 3,17 éves	$AY(T)_{\max} = 17,35 \%$
6,08 – 6,25 éves	$AY(T)_{\max} = 15,21 \%$
7,58 – 7,67 éves	$AY(T)_{\max} = 10,56 \%$



18. ábra: A havi adatokból számított ciklusok, jelölve a közös periódusokkal (szerző saját szerkesztése)

Az eredményekből látható, hogy az éves ciklus egyértelműen a csapadék időbeli alakulásában a legdominánsabb, míg a féléves második helyen szerepel a többi eredményhez képest magas relatív amplitúdó értékkel. Az éves adatok vizsgálata alapján az 5 éves ciklus volt az időjárás alakulását leginkább meghatározó, itt, a havi adatok számításnál csak a harmadik helyen szerepel, amiket egy év körüli peridus idővel rendelkező ciklusok követnek közel azonos, 20 % körüli értékkel. A legnagyobb periódus idővel rendelkező országos ciklus a 12 év körüli. A nagyobb periódus időkben már akkora különbségeket tapasztalhatunk az állomások eredményei között, hogy azok alapján azokat a ciklusokat azonosnak már nem lehetett tekinteni (18. ábra).

### 3.5 Napi csapadékösszegek

A hosszú távú változások vizsgálatához a napi csapadékösszegeket használtam, arra a két kérdésre keresve a választ, hogy az évek folyamán hogyan változott az éves ciklus hossza, illetve a regisztrátumokból kimutatható legnagyobb periódusidővel rendelkező ciklus hogyan változott.

Amennyiben a Föld globális hidrológiai ciklusában tapasztalható változás, az mindenképp hatással van a csapadék időbeli alakulására. A közelmúltban számos cikk bemutatta, hogy a hidrológiai ciklus gyorsul, illetve rövidül, a bolygó éghajlata változékonyabb lesz, és a csapadék éven belüli megoszlása több helyen változik (Bates és társai, 2008; Stocker és társai, 2013), amely például jelentősen csökkentheti a vízellátás biztonságát, valamint jelentősen növelheti az árvízi kockázatokat.

A teljes 110 éves időszakra meghatározott átlagos spektrumokat ábrán lehetetlen bemutatni, így a 3. táblázatban összefoglaltam a legdominánsabb 10 ciklus hosszait és zárójelben a maximális amplitúdóra normált, un. relatív súlyait. A táblázat alapján megállapítható, hogy az 1 év, 0,5 év, 0,7 év és a 0,3-0,4 év hosszúságú ciklusok mind a négy város csapadék adatsorában kimutathatók, míg az 1,23 éves ciklus három város (Debrecen, Budapest és Pécs) adatsorában megtalálható, azonban a legnyugatabbra található Szombathelyen már nem mutatható ki. A spektrumképek a 19. és a 20. ábrán láthatóak.

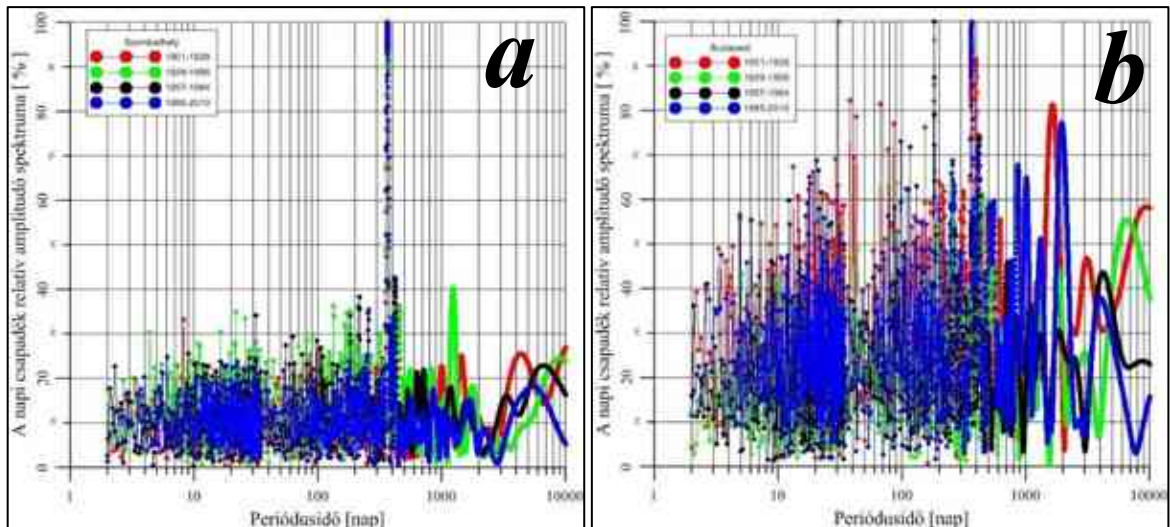
3. táblázat: A 10 legdominánsabb ciklus napi csapadékadatokból (szerző saját szerkesztése)

Sorszám	Debrecen (relatív súly)	Budapest (relatív súly)	Pécs (relatív súly)	Szombathely (relatív súly)
1.	<b>1 év</b> (99,1%)	<b>0,5 év</b> (91,2%)	<b>1 év</b> (90,1%)	<b>1 év</b> (99,7%)
2.	<b>0,5 év</b> (60,8%)	<b>1,01 év</b> (71%)	<b>0,5 év</b> (69,7%)	<b>0,5 év</b> (26,0%)
3.	1,22 év (40,3%)	<b>0,71 év</b> (49,6%)	<b>0,7 év</b> (39,9%)	1,15 év (24,2%)
4.	<b>0,73 év</b> (33%)	5,03 év (49%)	4,84 év (39,3%)	<b>0,71 év</b> (21,0%)
5.	<b>0,3 év</b> (32,7%)	1,1 év (46,6%)	0,46 év (39,3%)	1,05 év (20,9%)
6.	4,22 év (31,2%)	1,15 év (45%)	0,4 év (37,3%)	<b>0,37 év</b> (20,9%)
7.	1,67 év (29,8%)	<b>0,3 év</b> (43,7%)	1,23 év (35,7%)	3,32 év (20,4%)
8.	6,09 év (29,6%)	1,37 év (43,4%)	<b>0,29 év</b> (35,5%)	0,87 év (20,2%)
9.	3,56 év (26,6%)	1,23 év (40,3%)	3,43 év (31,9%)	0,64 év (20,1%)
10.	14,2 év (25,8%)	0,54 év (40%)	1,51 év (31,2%)	23 év (18,7%)

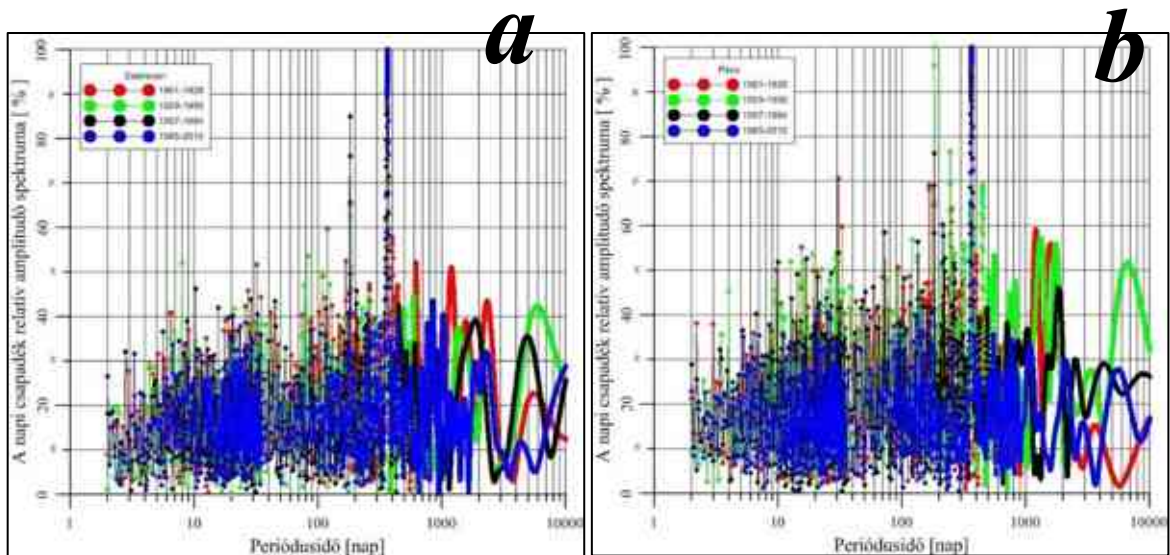
A továbbiakban az adatsorokat több részre osztva vizsgáltam a hosszú idejű kimutatható változás feltérképezése céljából. A 110 év (40177 nap) hosszúságú adatsort 4 egyenlő hosszúságú időszakra osztottam, amik a következők:

1. 1901. január 1. – 1928. július 2.
2. 1928. július 2. – 1956. január 1.
3. 1956. január 1. – 1983. július 2.
4. 1983. július 2. – 2010. december 31.

Mind a négy regisztrációs időszak egyenként 10045 mintát tartalmaz, a mintavételi köz 1 nap, a Nyquist frekvencia ekkor 2 nap.



19. ábra: A napi csapadék relatív amplitúdó spektruma Szombathely (a) és Budapest (b) esetében (szerző saját szerkesztése)



20. ábra: A napi csapadékértékek relatív amplitúdó spektruma Debrecen (a) és Pécs (b) esetében (szerző saját szerkesztése)

A vizsgálatnál két kérdésre kerestem a választ. Változott-e az éves ciklus hossza, valamint a legnagyobb periódusidejű, illetve legnagyobb amplitúdóval rendelkező periódus miként viselkedett a vizsgált időszakban. Először az éves ciklus hosszának változása került tisztázásra. A 4. táblázat bemutatja, hogy a legnagyobb súlyú közel 1 éves ciklus hossza pontosan hány napos az egyes városok esetében felvett négy időintervallumban, valamint a legutolsó sorban feltüntettem a változás terjedelmét (a maximális és a minimális érték különbségét) is.

4. táblázat: A négy vizsgált időszakban az 1 éves ciklus viselkedése (szerző saját szerkesztése)

időszak	Debrecen [nap]	Budapest [nap]	Pécs [nap]	Szombathely [nap]
1901-1928	366,6	366,5	366,8	365,4
1929-1956	364,4	349	363,7	364,4
1957-1984	364,6	367,7	366,9	365,5
1985-2011	366,6	366,9	365,7	365,9
<i>terjedelem</i>	2,2	18,7	3,2	1,5

Debrecenben az éves ciklus alakulásában minimális változást tapasztalható, az első és utolsó időszakban azonos hosszúságú, (366,6 nap) míg az évszázad közepén kis mértékben rövidebb volt (364,4 nap). Az amplitúdó érték is minimális változást mutat, 12 %-al növekszik.

Budapest esetében kismértékű növekedés tapasztalható, 366,5 napról 366,9 napra, de a második időszak rendelkezik a legkisebb éves ciklusokkal (349 napos periódus idővel), mindemellett négy egymástól nagy mértékben különböző amplitúdó került kiszámításra, ami a 20. század magyarországi csapadékviszonyainak nagymértékű diverzitását mutatja. A második időszak kiugró értékére természetes magyarázat nem található, valószínűleg antropogén hatások miatt változott a kiszámolt éves ciklus hossza ilyen mértékben.

Pécsett egy kis mértékű csökkenés mutatható ki, 366,8 napról 365,7 napra, habár a harmadik időszak rendelkezik a leghosszabb éves ciklussal, ami 366,9 nap, míg a második a legrövidebbel, 363,7 nap. Az amplitúdóban enyhe növekedés mutatható ki.

Szombathelyen hasonló eredményt hozott a számítás, a leghosszabb éves ciklus az utolsó időszakban található (365,9 nap), míg a másodikban a legrövidebb (364,4 nap). Ennél az állomásnál az amplitúdóban csökkenés mutatkozott.

Az eredmények azt mutatják, hogy az éves ciklus változásában monotonitás egyáltalán nem mutatható ki, mind a periódusidő, mind az amplitúdó esetén. Több esetben enyhe növekedés volt az amplitúdóban, kivéve Szombathely városát, ahol csökkenés volt kimutatható. A terjedelem Budapest esetében a legnagyobb (18,7 nap), míg Szombathelyen a legkisebb (1,5 nap). Összességében kijelenthető, hogy az éves ciklus nem mutat változást a vizsgált 110 év alatt, mindvégig egy hibahatáron belülinek tekinthető kis intervallumban mozgott a 365-366 napos periódusidő közelében. Amennyiben a csapadék ciklusok valóban országosan rövidülnének, akkor mind a négy város esetében az 1901-1928 időszakban kellett

volna a legnagyobb, míg az 1985-2011 időszakban pedig a legkisebb értékeket kapunk. Mint látható ez egyik város esetében sem igaz, ezért a csapadék ciklusok rövidülését az elvégzett elemzés nem igazolta.

Az idősorokban fellelhető leghosszabb periódusidővel rendelkező ciklus elemzése más eredményt mutatott. Habár ezt a vizsgált adatsor hossza befolyásolja, ennek ellenére beszédes tud lenni, hogy a napi adatsorból kimutatható legnagyobb ciklus hossza hogyan változott. Debrecenben a leghosszabb ciklus 5576 napról 4386 napra csökken, a második időszakban a leghosszabb a ciklus, ott 5930 napos. Az amplitúdóban is hasonló változást tapasztaltunk, az első és második időszak között megduplázódik, de utána lecsökken a legkisebb értékére, 306,42 mm/365 napra. Budapest esetében közel felére csökkent ez a ciklus, a leghosszabb a harmadik időszakban volt. Pécsen a debrecenihez hasonló eredmény mutatkozott a periódus idő tekintetében, de az amplitúdó itt megnövekedett 356,41 mm/365 napról 470,05 mm/365 napra. Szombathely állomáson szintén feleződés vehető észre a periódusidő tekintetében, az amplitúdó 1208,72 mm/365 napról 378,69 mm/365 napra csökkent.

5. táblázat: A leghosszabb periódusidővel rendelkező ciklus változása (szerző saját szerkesztése)

Időszak	Leghosszabb ciklus [nap]			
	Budapest	Debrecen	Pécs	Szombathely
1901. január 1. – 1956. január 1.	7998	5753	5157,5	3724
1956. január 1. – 2010. december 31.	6424	4654,5	3605	2789,5
<i>Periódusidő változás [nap]</i>	<b>-1574</b>	<b>-1098,5</b>	<b>-1552,5</b>	<b>-934,5</b>

6. táblázat: A leghosszabb periódusidővel rendelkező ciklus amplitúdó változása (szerző saját szerkesztése)

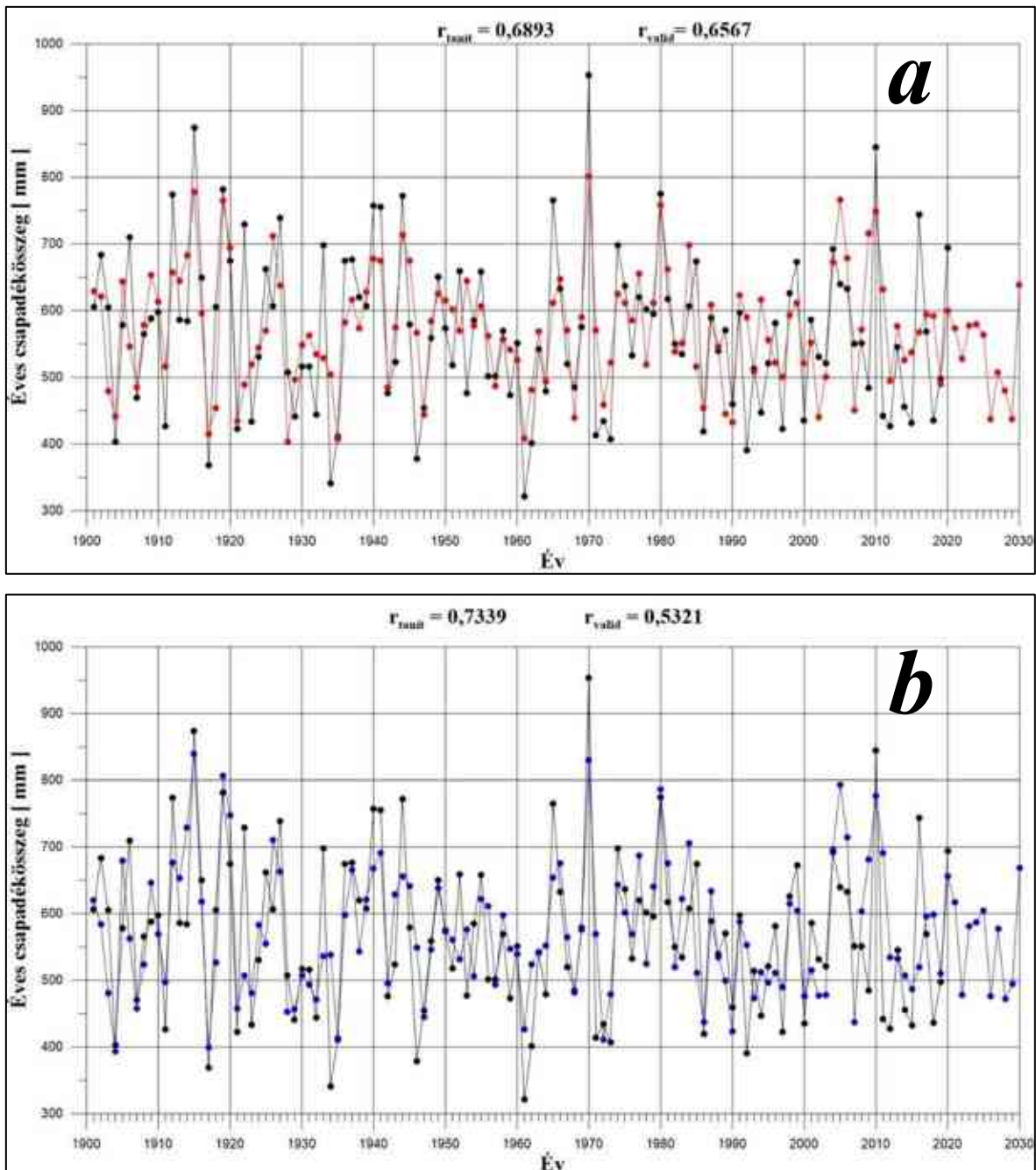
Időszak	Leghosszabb ciklus [mm/365 nap]			
	Budapest	Debrecen	Pécs	Szombathely
1901. január 1. – 1956. január 1.	1139,77	795,04	739,96	724,16
1956. január 1. – 2010. december 31.	581,16	637,49	597,19	532,43
<i>Amplitúdó spektrum változás</i>	<b>-49,01 %</b>	<b>-19,9 %</b>	<b>-19,29 %</b>	<b>-26,48 %</b>

Mint az az 5. táblázatból és a 6. táblázatból látható, ha mindössze két részre osztjuk az idősort, sokkal tisztább eredményt kapunk. Mind a négy város esetében csökkenés mutatható ki a periódusidő tekintetében, az amplitúdó esetében 20-25 %-os csökkenés számítható, míg Budapest városában közel megfeleződik a ciklus amplitúdója.

Az eredmények alapján látható, hogy a leghosszabb periódusidővel rendelkező ciklus változik. Minden esetben rövidül, vagy egyre rövidebb ciklus mutatható ki, amplitúdó csökkenés mellett. Ennek magyarázata az időjárás változékonyságában keresendő, a nagy periódusidejű ciklusok egyre kevésbé határozzák meg az időjárás alakulását, ez látható az amplitúdó változásból. A periódus idő csökkenése azt mutatja, hogy a hosszú periódusok valóban rövidülnek, s ennek következtében a változatosság növekszik.

### 3.6 Előrejelzés éves adatokból

Az előrejelzés elkészítéséhez a debreceni mérőállomást választottam ki. A 110 éves adatbázis havi és éves csapadékösszegeit felhasználva számos forgatókönyv alapján készültek előrejelzések. A vizsgálatok során a tanulási fázis a korábban már használt 1901-2010 közötti időszak, míg a validálási szakasz az azóta eltelt időszak 2020-ig (OMSZ, 2021).



21. ábra: A Debreceni éves csapadékösszegekből készített előrejelzések, 10 ciklus felhasználásával (a), valamint 18 periódus segítségével (b) (szerző saját szerkesztése)



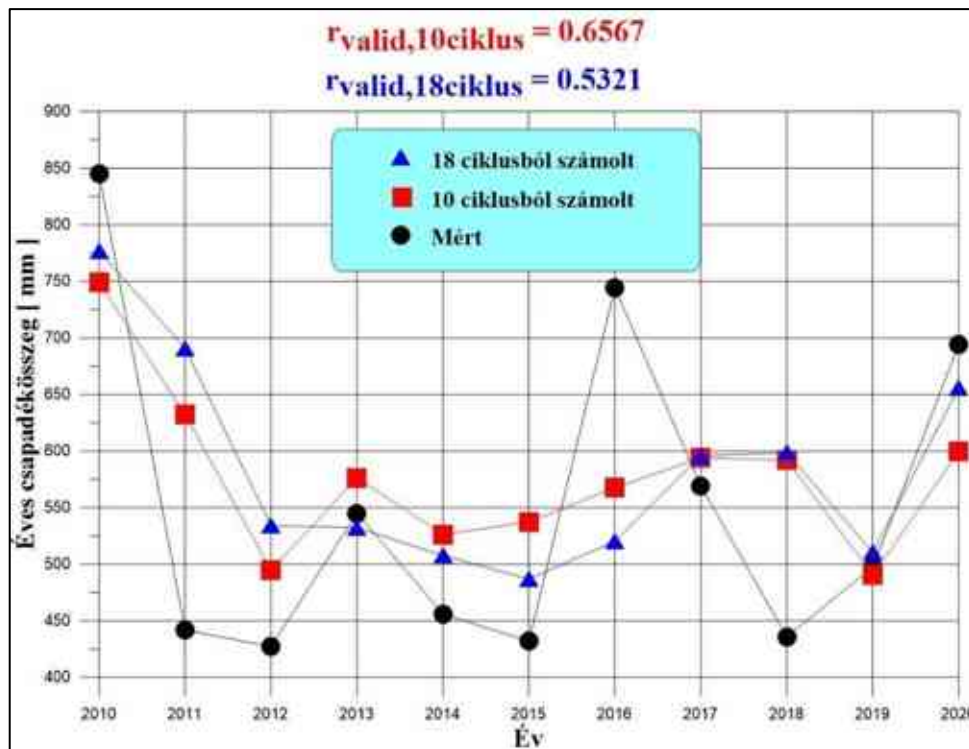
Az éves csapadékösszegekből készített előrejelzéseket a 21. ábra mutatja. A fekete vonal jelzi az eredeti mért csapadékértéket, míg a színes pontok a számított – determinisztikus – csapadékidősört mutatják.

Az előrejelzések a korábban kiszámított amplitúdók, periódusidők valamint fázisszögek alapján került kiszámításra, valamint 2030-ig előrejelzés készült, azzal a céllal, hogy megvizsgáljuk, hogy ezzel a módszerrel milyen hatékonysággal lehet becslést végezni a jövőre nézve.

Első esetben a 10 legdominánsabb periódust használtam fel, az így kapott adatsor korrelációs együtthatója az eredeti mért csapadékösszegekkel 0,69, ami közepesen erős korrelációnak számít. A validálási időszak alatt ez 0,66. A spektrális elemzésen alapuló becslés alapján 2010 után nagycsapadékos időszak nem várható, 400-600 mm közötti csapadékösszegek kerültek meghatározásra, a 2030-as éven tapasztalható maximummal. A várható érték a tanítási fázis alatt 574,8 mm/év, 89,7 mm/éves szórással, míg az előrejelzett időszakban 546,7 mm/év, 56,5 mm/év szórás mellett. A tanítási időszakhoz képest 5 % a csökkenés mértéke, amit valószínűleg a módszer hordoz magával, mivel csak a nagy amplitúdóval rendelkező periódusok kerületek felhasználásra a számításokhoz, pont az extrém értékeket adó változékonyság került kihagyásra a számításokból.

A második számításhoz (21. ábra) mind a 18 fő és mellékciklus felhasználásra került, így a korrelációs koefficiens is megnőtt, 0,73 a tanítási időszakban, ami szignifikánsan magasabb. Az előrejelzett időszakban a csapadékösszeg várható alakulása 450-650 mm közöttire tehető. A számított tanítási fázisra a várható érték 574,4 mm/év, 98,7 mm/év szórással, míg a validálási fázis idejére 559,4 mm/év, aminek szórása 66,1 mm/év.

A 22. ábra mutatja, hogy a validálási fázisban a két számított és a mért értékek milyen mintázatot követnek. Amint az ábrán is látható, ha 2020-ig mért csapadékösszeget is figyelembe vesszük, 10 periódus felhasználásával viszonylagosan magas, 0,66 korrelációs együttható számítható, míg 18 periódus segítségével mindössze 0,53. Amit érdemes megjegyezni, hogy a görbék lefutása mind a két esetben szorosan követi az eredeti mért értékek görbáját, nagy különbség a 2011-es valamint a 2016-os, 2018-as évben tapasztalható.



22. ábra: A validálási fázis korrelációs együtthatói (szerző saját szerkesztése)

A tény, hogy több periódus felhasználásával alacsonyabb korrelációs együttható számítható ki a validálási fázis során, egy további kutatási irány lehet a jövőben, hogy meghatározzuk, melyik az optimális periódusszám a legnagyobb korreláció eléréséhez.

A számítások során a havi adatsorok segítségével is előállításra kerültek determinisztikus számított csapadékösszeg-idősorok, azonban 15 periódus segítségével mindösszesen 0,47-es korrelációs együtthatót sikerült kiszámítani, ami gyenge kapcsolatnak írható le.

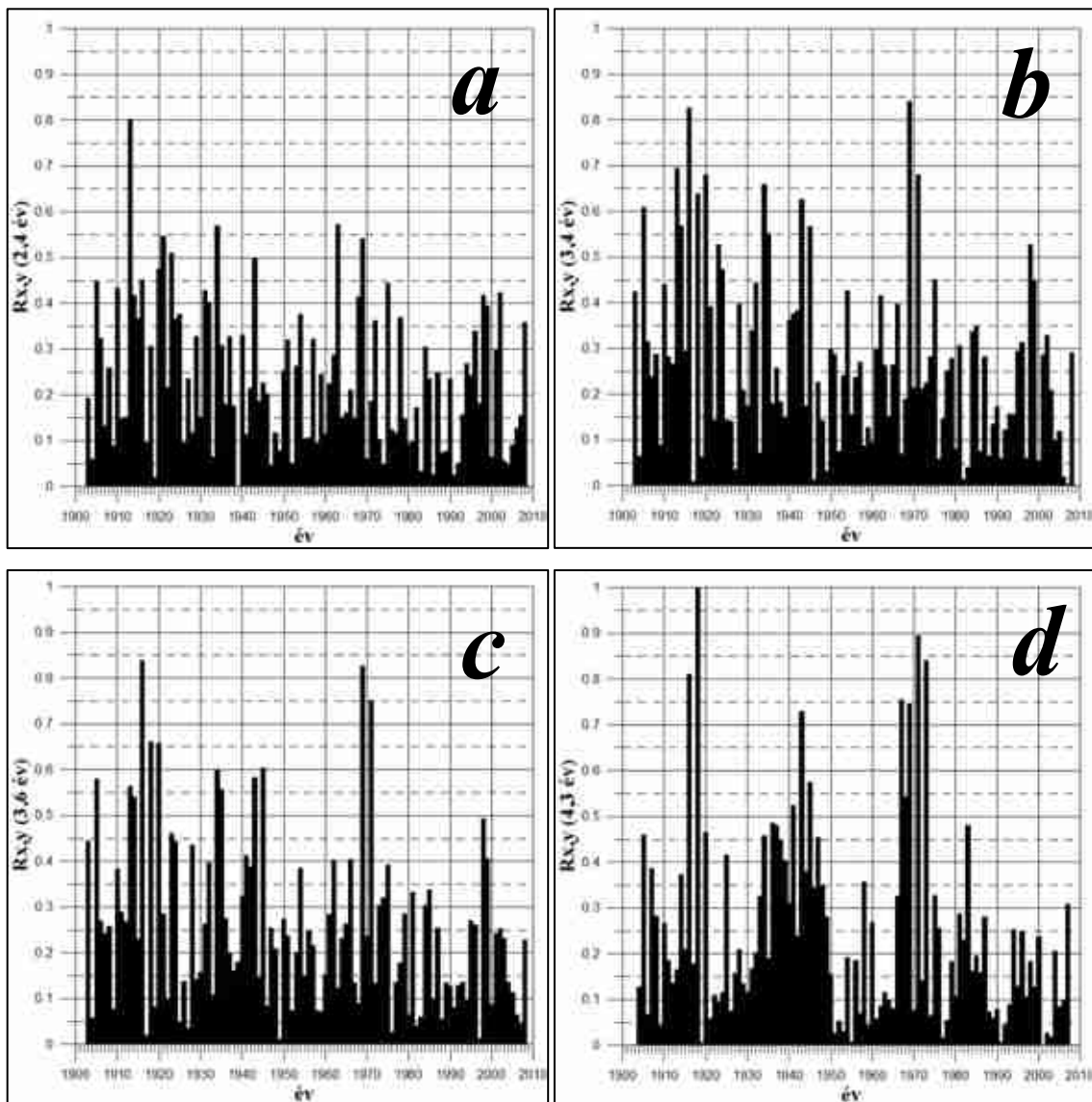
A periódusok számát megnövelve a legdominánsabb 164 ciklust felhasználva is csak 0,62-es korrelációs együttható értéket számoltam ki. A havi csapadékösszegekben alapvetően sokkal nagyobb a változékonyság, mint az éves csapadékösszegek esetén, így a módszer nem bizonyult hatásosnak az ilyen jellegű előrejelzés elkészítéséhez.

A módszer hozadéka, hogy az extrém értékek nem jelennek meg az előrejelzésekben, de így is egy kézzel fogható becslést tud adni a jövőre nézve, nagyságrendileg megadva a várható csapadék értékeit, míg a kimutatott korrelációs értékek egy ilyen sztochasztikus folyamat esetén, mint a csapadék is elfogadható mértékűnek tekinthetők.

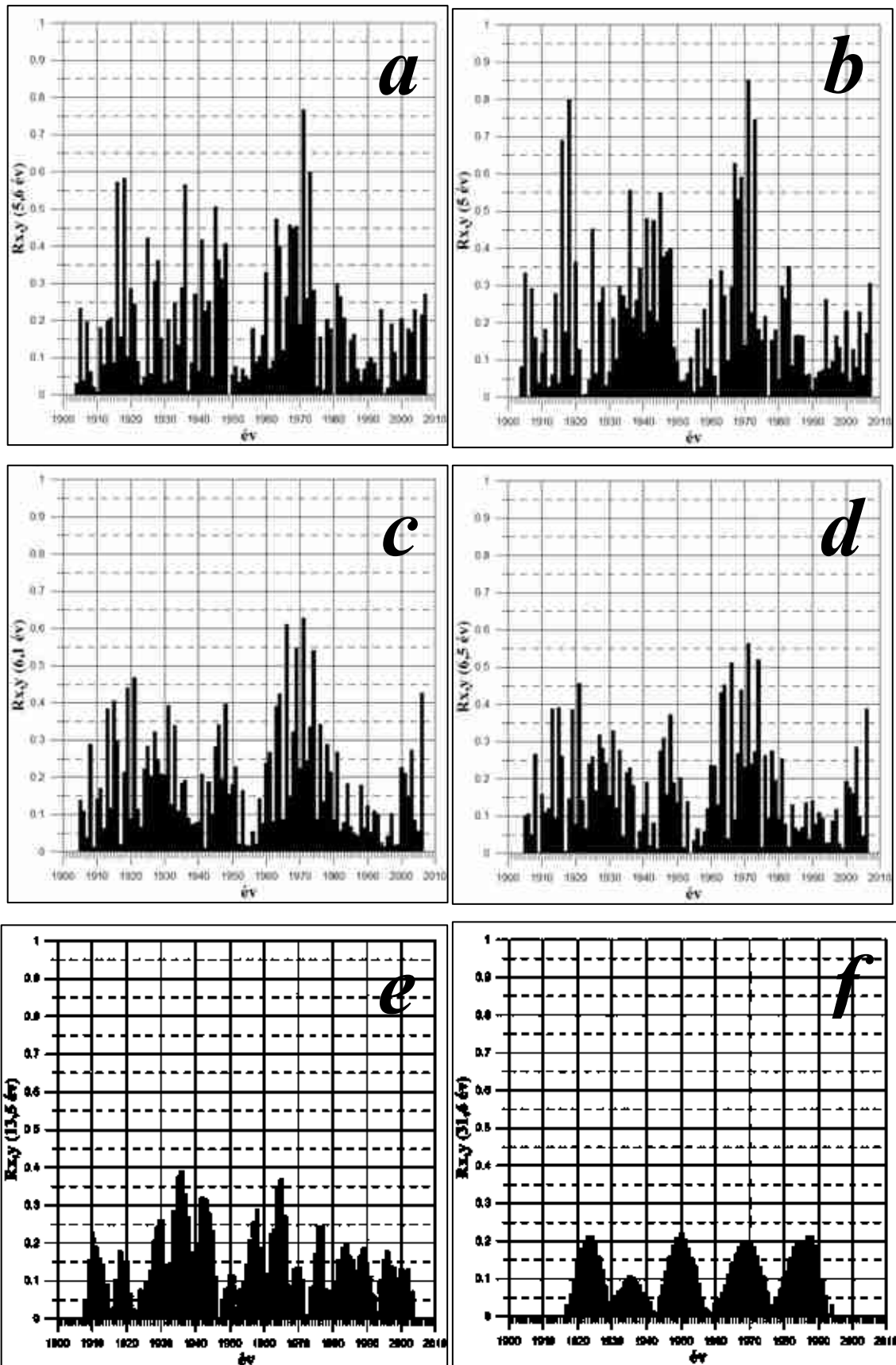
### 3.7 Wavelet-elemzés

A Wavelet-elemzés segítségével egy domináns ciklus időfüggését határoztam meg. Az elemzéshez a debreceni adatokat használtam fel. A vizsgálathoz a megfelelő periódusidővel rendelkező, egységnyi amplitúdóval rendelkező szinusz-hullám csomag került felhasználásra.

Az ábrákon látható korrelációs együttható értékek mutatják, hogy melyik évben mennyire mutatható ki dominánsan egy adott periódus az eredeti mért adatsorban.



23. ábra: A megfelelő periódusidejű ciklus ( $x$ ) és az évi csapadékértékek ( $y$ ) keresztkorrelációs függvénye (szerző saját szerkesztése)



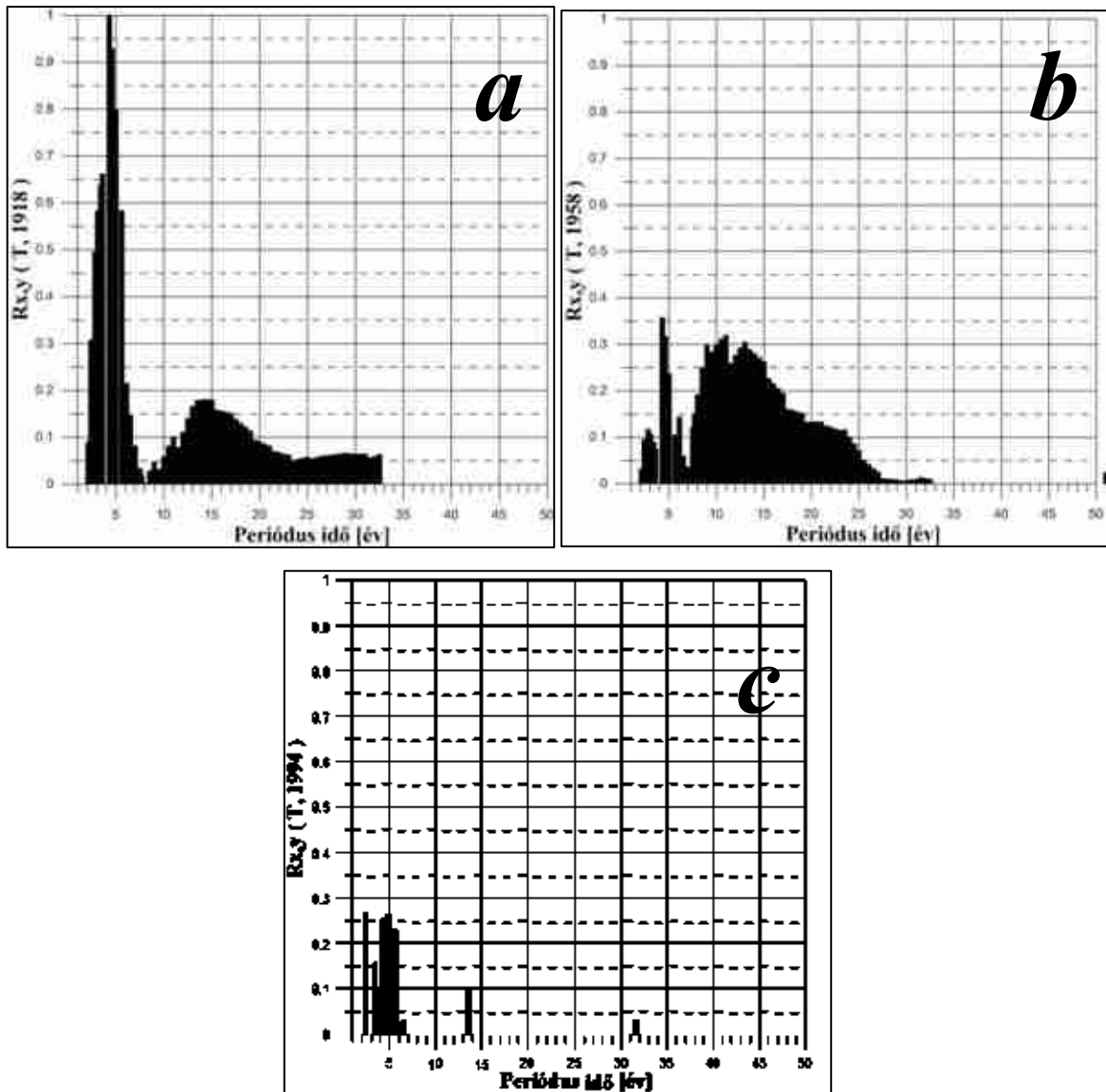
24. ábra: A megfelelő periódusidejű ciklus ( $x$ ) és az évi csapadéértékek ( $y$ ) keresztkorrelációs függvénye (II) (szerző saját szerkesztése)

A vizsgálathoz a Debrecenben havi adatokból kimutatott ciklusokat használtam fel, azoknak az időbeli alakulását számítottam ki. A Wavelet-elemzés eredményeit érdemes együtt kezelni, mivel a különböző periódusidejű keresztkorrelációs grafikonok nagy hasonlóságot mutatnak, főleg a kisebb periódusidők esetén.

Az egyes wavelet-ek 4 hely közelében mutatnak maximális értéket (0,5 feletti korrelációs együtthatót), az 1910-es, 1940-es, 1960-as, 1970-es évtizedekben. Ezen belül a debreceni 4,3 éves ciklus wavelet-e, 4 maximális értékkel, (sorrendben) 1918-ban, 1971-ben, 1973-ban és 1916-ban. Az 1910-es és az 1960-as évtizedek évei majdnem minden esetben a ciklusok dominánsabb értékeit mutatják, míg a 2000-es évek után sokkal kevésbé dominálnak (23. ábra). Ezáltal definiálhatóak olyan időszakok, amikor a determinisztikus hatások erősebben jelentkeztek az adatsorban, míg olyan időszakok, ahol a sztochasztikus hatások a dominánsak.

Az idősor többi releváns ciklusának vizsgálata során több hasonlóság is megtalálható. A magas korrelációs értékek többsége ugyanabban az évtizedben található, majdnem azonos értékkel (24. ábra). A keresztkorrelációban a helyi maximumokkal együtt, az 1910-es, az 1940-es és az 1990-es évek végén egy kis számú minimális érték van. A harmadik évezredben a ciklusok sokkal kisebb dominanciája is egyértelműen kimutatható.

A 4,3 és az 5,6 éves ciklusok súlyeloszlásának elemzése azt mutatja, hogy mindkét ciklus az 1918-as és az 1971-es környezetben történt, az 1 éves mintavételi frekvencia legnagyobb súlyával, de az a 4,3 éves ciklus 1918-ban több mint 10% -al volt magasabb, mint 1971-ben, míg az 5,6 éves ciklus súlya 1971-ben volt a legnagyobb.



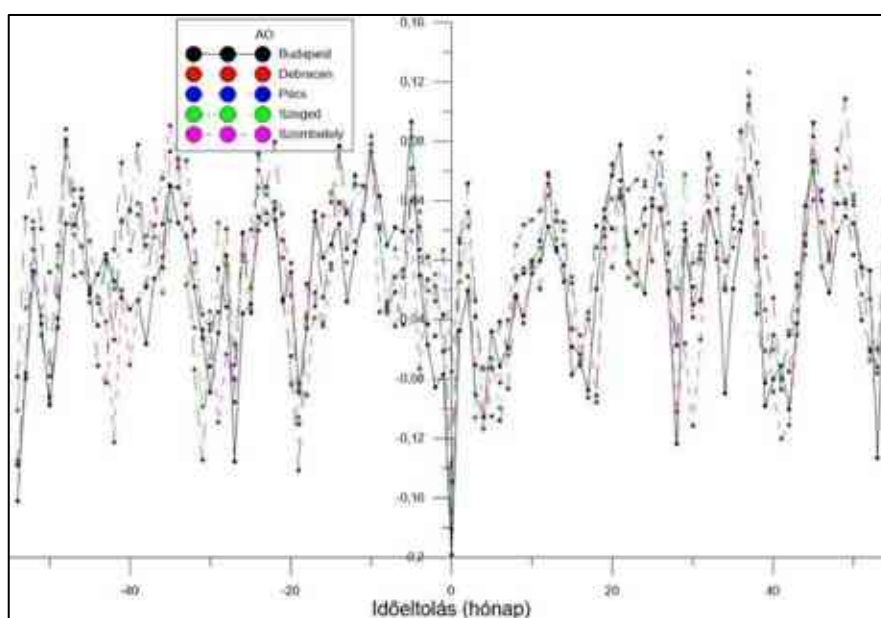
25. ábra: Az egy éven belüli cikluseloszlás három kiemelt esetben, 1918 (a), 1958 (b), valamint 1994 (c) években Debrecenben vizsgálva (szerző saját szerkesztése)

A Wavelet-analízis segítségével a különböző csapadékciklusok súlyeloszlását is meg lehet becsülni egy adott évben. Ebben a számításban három évet választottam a dominancia 76 éves skálán történő változásának vizsgálatára. A 25. ábra bemutatja az 1918-as, 1958-as, valamint az 1994-es csapadékadatok spektrumát. Világosan látható, hogy az 1918-as időszakban a 4,3 éves ciklus a döntő volt az egyéves mintavételi köz esetén, de 1958-ban a 10-13 éves ciklusok is domináltak, míg az évszázad végén a kisebb periódusok, az 5 éves, valamint a 2 év körüli ciklusok.

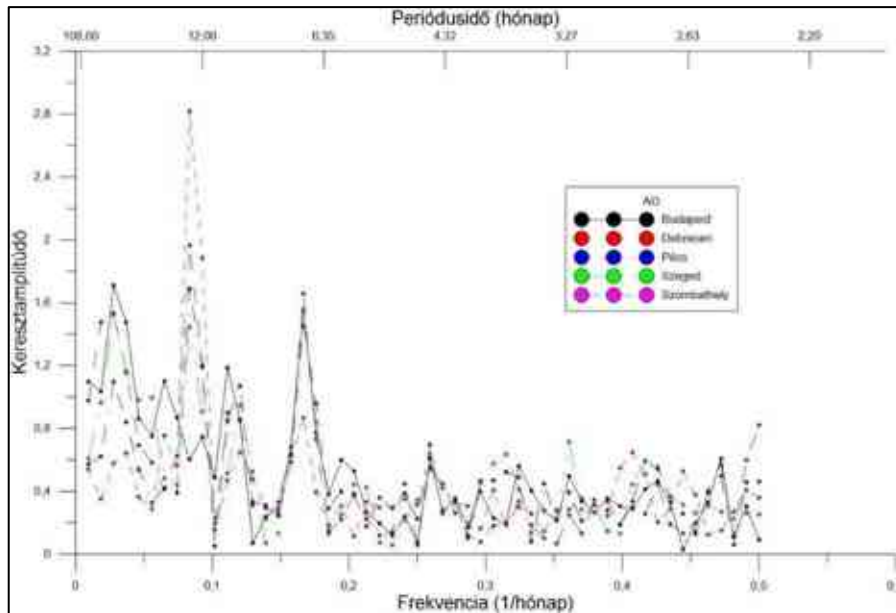
### 3.8 Klímajelenségek hatásainak vizsgálata

A feltevés az volt, hogy a fent említett távkapcsolatok matematikailag kiszámítható hatással vannak a Kárpát-medence csapadékeseményeire. Néhány fontos távkapcsolatot választottam ki, amelyek a Föld nagy részének klímáját képviselik. A kapcsolat irányára vonatkozó hipotézist, hogy az  $x_t$  távkapcsolat – a hozzá tartozó indexével számolva – befolyásolja az öt különböző megfigyelőhelyen mért  $y_t$  csapadék idősort.

A távkapcsolatok globális léptékűek, és a legtöbb esetben Közép-Európától távol eső éghajlati mintákat képviselnek. Ez azt jelenti, hogy a magas korrelációs együtthatók helyett csak csekély, de kiszámítható hatások voltak várhatók. A vizsgált időszak: 1950. január - 2010 december.



26. ábra: Keresztkorreláció az AO és a Kárpát-medencei csapadék között (szerző saját szerkesztése)

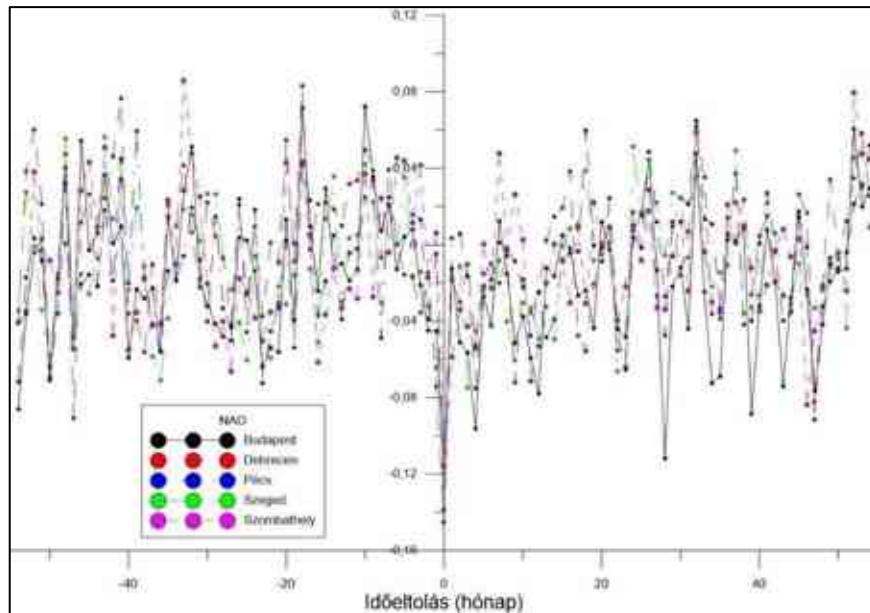


27. ábra: Keresztamplitúdó az AO és a Kárpát-medencei csapadék között (szerző saját szerkesztése)

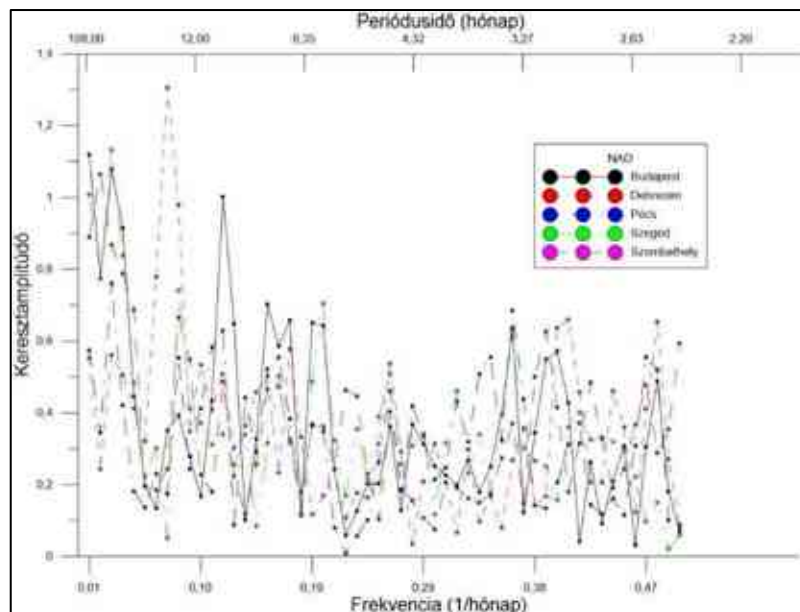
Az Északi Oszcilláció esetében a korrelációs együttható nagy része negatív csúcsot mutat a 0 hónapnál, de a 37. hónapban már pozitív csúcs is kimutatható, amint az a 26. ábra is látható. A negatív szignifikáns csúcs arra utalhat, hogy a hatás fordított irányú, azaz a csapadék és a sarkvidéki oszcilláció között negatív lineáris kapcsolat van, ami azt jelentheti, hogy az AO növekedése a csapadék mennyiségének csökkenését okozza. Alternatív, kevésbé valószínű magyarázat lehet, hogy a Kárpát-medence helyi időeltolódása 37 hónap. Az AMO-hoz hasonlóan a szombathelyi megfigyelőhely esetében is némileg eltérő eredmények láthatók.

Ami a keresztspektrális elemzést illeti, a periodicitásnak egyértelmű mintázatai vannak. Az adatokból egy erős egyéves ciklus mutatható ki (27. ábra), maximum amplitúdóértékekkel 0,083-as frekvenciánál, valamint féléves (0,166-os frekvenciával). A 6 hónapos periodicitás nagyobb amplitúdójú, mint a 12 hónapos, ami erősebb ciklikus mintázatot jelent. További fontosabb ciklusok a 36; 7,7 és 9 hónaposak.





28. ábra: Keresztkorreláció az NAO és a Kárpát-medencei csapadék között (szerző saját szerkesztése)

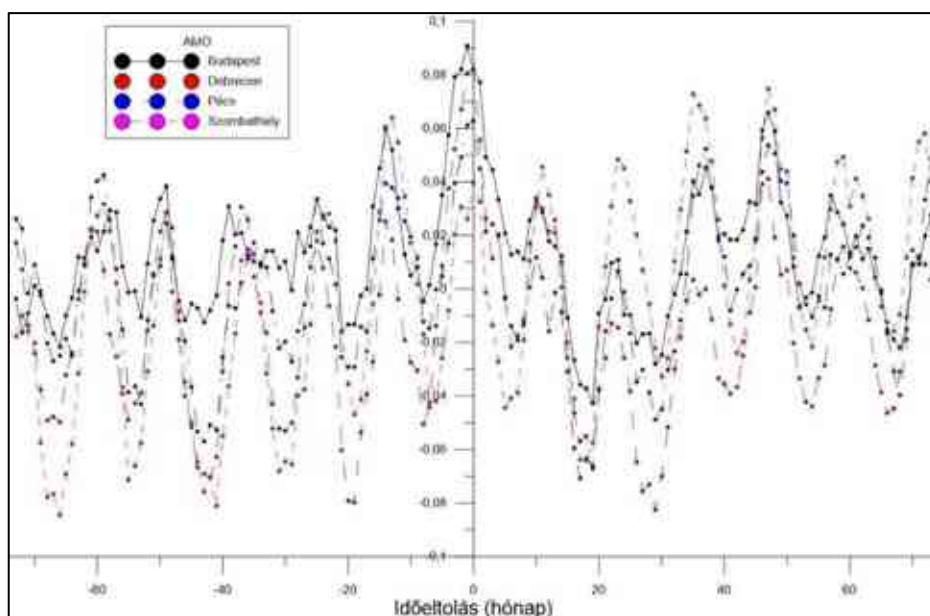


29. ábra: Keresztamplitúdó az NAO és a Kárpát-medencei csapadék között (szerző saját szerkesztése)

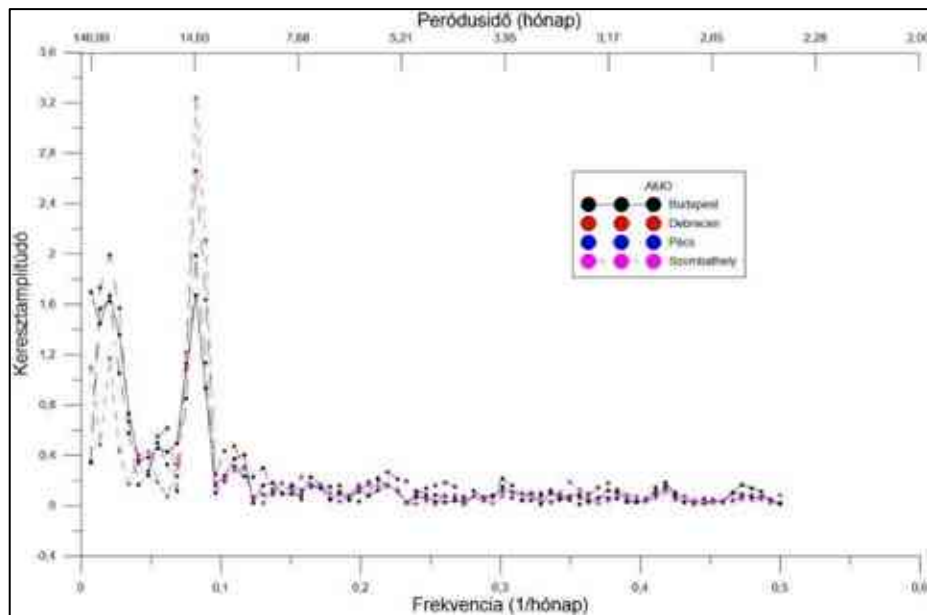
Az Észak-atlanti oszcilláció adataihoz az 1950-2010 közötti időszakot használtam. A keresztkorrelációs együtthatók ismét nagyon alacsonyak, de az összefüggés jól látható. Akárcsak az AO esetében, a hatás iránya az ellenkezője a feltételezettnek: mind az öt megfigyelési pont korrelációs koefficiense negatív értéknél szignifikáns, 0,1-nél nagyobb amplitúdójú negatív csúcsokat kaptunk a 0. hónapban. Ez negatív lineáris kapcsolatra utal.

A 28. ábra szintén nagy volatilitás látható, a periodicitás egyértelmű jele nélkül. Növekvő NAO esetén a Kárpát-medencében csökkenni látszik a csapadék mennyisége.

A kereszt-spektrális elemzés szintén szabálytalan vagy véletlenszerű maximum értékeket mutat (29. ábra). Ennek ellenére van néhány hasonlóság az 5 kereszt-amplitúdós adatkészlet között. Az idősorok közül négyben egy 3 éves ciklus (0,027-es frekvenciával) látható az egyéves perióduson (0,083-as frekvencia) és a 6 hónapos (0,166-os frekvencia) mellett. 8,3 hónapos periódus (frekvencia 0,12), és 4,9-5,1 hónapos periódus (frekvencia 0,19-0,2) is előfordul. Szombathely ismét kiugró eredményt produkál a csapadékeseményeiben erősebb helyi hatás miatt.



30. ábra: Keresztkorreláció az AMO és a Kárpát-medencei csapadék között (szerző saját szerkesztése)



31. ábra: Keresztamplitúdó az AMO és a Kárpát-medencei csapadék között (szerző saját szerkesztése)

A 30. ábra látható, hogy az Atlanti Multidekadális Oszcilláció (AMO) hónapon belül gyakorolja hatását a Kárpát-medence csapadékadataira. Az ábrán a maximális érték a 0 hónap körül van a legtöbb megfigyelési helyen. Egyértelműen az 1 éves ciklus is jelen van. Bár a korrelációs együttható nem nagyobb 0,1-nél, a grafikonon egyértelmű összefüggés azonosítható.

A 31. ábra egy erős maximális amplitúdó látható 0,083 frekvencián, ami 1 éves időtartamnak felel meg. Van még egy maximális érték 0,021-es gyakorisággal, ami 4 éves időszaknak felel meg. A többi ciklikus komponens sokkal kevésbé intenzív. A szombathelyi eredmények eltérnek három másiktól. Ennek oka valószínűleg Szombathely kissé eltérő csapadékmintázata, amely az azonos csapadékadatok spektrális analízisével számított determinisztikus komponensek esetében is eltéréseket mutatott ki.

A Csendes-óceáni/Észak-amerikai távkapcsolat az éghajlati mintákat az északi félteke a trópusokon túli középső szélességein befolyásolja. A Kárpát-medence csapadékmennyiségére a feltételezések szerint nincs jelentős hatással. A keresztkorrelációs értékek a legingatagabbak. Az időeltolódást nem lehet kiszámítani, mivel a korrelációs együtthatóknak nincs közös csúcsuk. A kereszt-spektrális analízis eredményei alapján néhány lokális ciklus látható, némi hasonlósággal: a megfigyelőállomások közül három 12-13,5 hónapos ciklust mutatott (0,08-as frekvencia), valamint egy 36 hónapos ciklust. hosszú

(frekvenciája 0,027). Az adatokból 6,5-7,2 hónapos és 5,6-6 hónapos időszakot számoltam ki. Az adatok túlságosan ingadozók ahhoz, hogy meg lehessen becsülni a kapcsolatot. A korrelációs együtthatók nagyon alacsonyak, és a csapadékra gyakorolt hatás elhanyagolható.

A Déli Oszcilláció a legismertebb távkapcsolati index, amely az El Niño vagy a La Nina hatások intenzitását méri a csendes-óceáni térségben. A keresztkorrelációs számítások nem mutatnak meggyőző eredményeket. Alacsony együtthatókkal, bár az 5 (Budapest, Debrecen, Pécs, Szombathely és Szeged) megfigyelőállomás közül három 22 hónapos időeltolódásnál mutat minimális értéket, sem egyértelmű lineáris összefüggés, sem periodicitás nem látható. A kereszt-spektrális elemzés némi hasonlóságot mutat az 5 megfigyelési hely között. A legtöbb megfigyelési hely esetében 1 éves periódus van (frekvencia 0,083). Úgy tűnik, hogy 3 helyszín adatai 4,5 éves (frekvencia 0,018), illetve 1,9-2,2 éves periódusúak (frekvencia 0,04), 5,4 és 2,5 hónapos ciklussal.

### 3.9 Következtetések

Összességében elmondható, hogy a Fourier-transzformáción alapuló spektrális elemzéssel a vizsgált 4 magyarországi mérőállomás éves adataiból 7 közös ciklust mutattam ki, amit a havi adatok elemzésével 13-ra bővítettem. Elkészítettem egy előrejelzést a felkutatott ciklusok alapján, ami validálásra is került a 2010-2020 időszakra, valamint a ciklusok időfüggését is vizsgáltam.

Nagy léptékben nézve a Köppen- valamint Trewartha éghajlati besorolások alapján az ország területe Cf, valamint D.1 kategóriába esik (néhány észak-magyarországi kivétellel, amik Df, valamint D.2) (Köppen, 1918; Trewartha, 1968). Így mint a Kárpát-medence egészére jellemző ciklusokként kerülhetett besorolásra számos mind a négy állomáson kimutatott periódus. Ezek alapján elmondható, hogy a kiválasztott ciklusok valóban reprezentálják az ország csapadékviszonyait.

Azonban lokálisan is kimutathatóak az éghajlatbeli különbségek. Általánosságban 16 éghajlati körzet azonosítható a Földön, amelyből 12 megtalálható hazánkban is (Péczy, 2006). Debrecen a „mérsékelt hűvös-száraz” és a „meleg-száraz”, míg Budapest az első valamint a „mérsékelt hűvös-mérsékelt száraz” határán helyezkedik el. Pécs és Szombathely a besorolás szerint a „mérsékelt hűvös-mérsékelt nedves” kombinációba került besorolásra, azonban fontos megjegyezni, hogy a nyugat-magyarországi városban erős az Alpok hatása, míg Pécsen az Adria-felőli mediterrán hatás érvényesülhet (Péczy, 2006).

Az eredmények alapján számos kapcsolat kimutatható a 3.1. fejezetben bemutatott nemzetközi szakirodalomban kiszámolt periódusokkal, azonban a pontos összevetést a különböző vizsgálati időszakok, valamint klimatikus viszonyok megnehezítik. Azonban a 2,4; 3,5-3,7; 4,6; 4,9-5,3; 6,4 és a 11 év körülihez hasonló periódusokat számos Európán belüli és kívüli mérési pont adataiban megtalálták.

Következő lépésként érdemes összevetni, hogy a Kárpát-medencén belül korábbi vizsgálatok kimutattak-e hasonló ciklusokat különböző módszerekkel. A nagyobb periódus idővel rendelkező ciklusok közül az 5; 3,6; 6,4-6,5; 7,4 és a 14,3 éves ciklusokat szintén kimutatták, amikor a Bükk-Mátra területére végeztek el hasonló számításokat (Kovács és Turai, 2014a-b). Havi csapadékösszegeket vizsgáltunk egy korábbi, Nyírség területére elvégzett kutatásban. Az ott elvégzett számításokhoz két Kelet-Magyarországi kisváros 52 éves havi adatsorát használtuk, amikben a 1; 0,5; 0,4-0,43; 1,13-1,15; 2,38 éves ciklusok

szintén szerepeltek (Ilyés és társai, 2015). A havi adatok vizsgálatánál fontos kiemelni, hogy az éves, valamint féléves ciklusok nagy amplitúdója miatt számos fontos periódus csak melléciklusként került azonosításra, mégis nagyban leírják a csapadékösszegek ciklikusságát. Az 5; 6,25 év körüli ciklust nagy mélységű, több száz éves mintavételi idővel bíró jégmag minták  $\delta^{18}\text{O}$  elemzésében is sikerült kimutatni (Weedon, 2003). A kiszámított ciklusok közül számos azonban távoli területekkel is összhangban van, így Ázsiában is sikerült kimutatni hasonlóságokat (Zheng és társai, 2014).

A kapott ciklusok elemzésénél az ok-okozati kapcsolat több irányból is vizsgálható.

A kapott eredmények értelmezéséhez érdemes összevetni a különböző meteorológiai-hidrológiai adatsorokban korábban definiált klimatikus ciklusokkal. Ezek akár közvetlen vagy közvetett okozói is lehetnek a csapadékadatokban talált periodicitásnak. A klimatológiai ciklusokat O'Sullivan és társai (2002) gyűjtötték össze tanulmányukban.

Eredményei alapján a 2 és 2,9 év körüli ciklusok a kvázi-biennális oszcilláció (QBO) hatása, az 5 és 6 év körüliek a 11 éves napfolttevékenység harmonikus komponensei, vagy az ENSO hatása, a 6 és 10 év körüli ciklusok a NAO (Észak-atlanti oszcilláció) hatása (leggyakrabban 6,4-7,5 év). A 10,5-12 év körüli periódusok a napfolttevékenység 11 éves ciklikusságával van összefüggésbe, míg a 20-25 év közötti ciklusok a Hale-ciklussal mutatnak összefüggést (O'Sullivan és társai, 2002).

Ezek alapján több csapadékösszegekben kimutatott ciklus nagyobb klímafolyamatok hatása, azonban a legdominánsabban jelentkező éves ciklusra más magyarázat is adható. Ez egyértelműen a Föld forgásából és Naprendszerben elfoglalt helyétől függ, míg a 11-13 éves kapcsolatot mutat a napfolt-tevékenység hasonló periódusidejű ciklikusságával (Hathaway, 2010; Zhao és társai, 2004).

Az El-Nino Déli Oszcilláció vizsgálatokor mind a hőmérsékletben, mind a  $\delta^{18}\text{O}$  elemzésekkor, kimutattak egy 3,6 valamint egy 2,9 éves ciklust (Weedon, 2003), ami nem csak a Déli-féltékére van hatással. Kutatások kimutatták, hogy amennyiben erős az ENSO hatása, akkor Magyarországon szokatlanul enyhe a tél, és csapadékos a tavasz (Pongrácz, 2003). Mindezek fényében a csapadékösszegekben kimutatott hasonló ciklusok kapcsolatban állhatnak ezzel a jelenséggel. Hasonló a helyzet az Észak-atlanti Oszcillációval, aminek hatását Magyarországra szintén sikerült korábban kimutatni. Ezek alapján a negatív NAO fázis idején lényegesen gyakoribbak a rendkívül csapadékos

hónapok, a pozitív fázis alatt pedig a száraz időszakok fordulnak elő gyakrabban (Pongrácz, 2003). Ezek alapján a NAO vizsgálata során kiszámított 7,5 éves periódust (Weedon, 2003) szintén sikerült kimutatni, a csapadékösszegek hasonló periódusidejű ciklusán keresztül.

Ez utóbbi ok-okozati kapcsolatot vizsgáltam a keresztkorrelációs-keresztspektrális elemzés elvégzésekor. A klímajelenségek vizsgálatából jól látható, hogy több távkapcsolatnak minimális, de kiszámítható hatása van a Kárpát-medence csapadékmintázatára. A legtöbb vizsgált éghajlati mintázat bizonyos periodikusságot mutatott a csapadék idősoraihoz képest.

A Közép-Európától nem messze lévő távkapcsolatok azonnali hatást gyakorolnak a csapadékeseményekre, míg a Csendes-óceán/Észak-Atlanti és a Déli Oszcilláció index adatai nem mutattak egyértelmű összefüggést. A Csendes-óceán térségében zajló események minimális hatással vannak a bolygó ezen oldalára. Fontos szem előtt tartani, hogy a távkapcsolatok össze vannak kötve. A PNA-t erősen befolyásolja az El Niño-Southern Oscillation (ENSO) jelenség, amelyet magát a SOI mér.

Az AO és a NAO adatok is hasonlóságot mutatnak, mindkettőben a 3,0; 1,1-1,2 és 0,69 éves ciklusok. Valamennyi vizsgált adatsor 0,69-0,71 és 1,1-1,2 éves időszakos komponensekkel rendelkezik.

Az ENSO és a NAO, illetve egyes magyarországi meteorológiai paraméterek közötti összefüggést korábban már vizsgálták, és egyértelmű összefüggést találtak mindkét index esetében (Pongrácz, 2003). Eredményeik alapján ezeknél a távoli mintáknál a kapcsolat nem lineáris. Hasonló vizsgálatokat végeztek (Pekarova és Pekar, 2007) egy szomszédos országban (Szlovákiában) a vízfolyások különböző paramétereinek ingadozására. Több távkapcsolat hatását az ország két folyójának vízhozamával számoltak. A mérések eltérő időintervalluma miatt mindkét kutatási projekt esetében nem lehetett hosszabb időtartamokat számolni, de az AO és a NAO esetében 3 éves ciklusokat és 2,25 éves periódussal együtt sikeresen azonosították, ami azt jelenti, hogy ezeknek az adatoknak a mintázatában hasonlóságok találhatók.

Az eredményeket összevetve a kiszámolt csapadékciklusokkal, ezen periódusok egy része a jelen keresztspektrális számítások eredményei alapján is értelmezhető, például a számított 3 és 4-4,5 éves periódusok.

A wavelet-elemzés eredményei hasonlóak a távol-keleti kutatások eredményeihez. Az 1970-es években a körülbelül 4 éves ciklusok dominanciája mutatkozott mind Kínában (Dong és társai, 2008), mind az én eredményeimben.

Érdemes megfigyelni, hogy hasonló módszerekkel korábban vizsgáltak talajvízes idősorokat is. Az eredmények alapján számos hasonlóság kimutatható, főleg a közvetlen kapcsolatnak köszönhetően (Kovács és társai, 2004; Kovács és társai, 2010). Mindkét esetben kimutatták az 5 éves valamint az 11-13 éves ciklusokat, ezen felül számos esetben az éves ciklus hiányát az Észak-Alföldön, amit a mediterrán hatásokkal magyaráztak (Garamhegyi és társai, 2017). Hasonló vizsgálatokat én is elvégeztem a csapadék és talajvízállás kapcsolatának számszerűsítéséhez az 5. fejezetben.

Csapadékadatokon történő vizsgálataim alapján az alábbi téziseket fogalmaztam meg:

**1. tézis:** Hosszú idejű hidrometeorológiai adatok elemzéséhez komplex módszeregyüttest dolgoztam ki, amely alkalmas az adatsorok determinisztikus és sztochasztikus jellegének meghatározására, valamint eredményesen alkalmazható középtávú (5-10 év) előrejelzések készítésére. A módszeregyüttesnek része a diszkrét Fourier-transzformáción alapuló spektrális elemzés, a kapott ciklusokból készített előrejelzési módszer, valamint a kapott ciklusokon végzett wavelet-elemzés.

**2. tézis:** A ország területének négy – különböző hazai klimatikus viszonyokat reprezentáló – meteorológiai állomásán (Szombathely, Pécs, Budapest és Debrecen) mért 110 év hosszúságú éves és havi csapadékösszeg idősorokból spektrális elemzéssel kimutattam 13 közös ciklust a csapadék alakulásának időbeliségében. A ciklusok 0,4 éves; 0,5 éves; 1 éves; 1,14 éves; 1,2 éves; 2,75 éves 3 éves; 3,5 éves; 4,5 éves; 5 éves; 6,2 éves; 7,6 éves és 12-13 éves periódus idejűek, melyek mögött globális és regionális klímajelenségek állnak. Mindemelett a mérési pontok adatsorában további lokális ciklusokat határoztam meg.

**3. tézis:** Wavelet elemzés segítségével Debrecen csapadék idősorában talált periódusok időbeli függését vizsgálva megállapítottam, hogy az 1900-2010 közötti időszakban mikor voltak a determinisztikus, valamint a sztochasztikus komponensek erőteljesebbek. Az eredmények alapján megállapítottam, hogy az 1920-30, valamint 1960-70-es évtizedekben a determinisztikus hatások a számottevőbbek. Az eredményeknek köszönhetően kijelenthető, hogy már korábban is, a 20. században váltakozva fordultak elő olyan időszakok, amikor a determinisztikus hatások dominánsabbak voltak, és olyanok amikor a



sztochasztikus hatások erőteljesebben érvényesültek, amit a számítások során meghatározott korrelációs értékek bizonyítanak.

**4. tézis:** A 110 éves csapadékidősor spektrális elemzésével kapott ciklusok alapján a Debrecenben mért adatok használatával középtávú előrejelzést készítettem a mintaterületre több scenárió alapján 2030-ig. A 10 domináns periódus felhasználásával készült becslés 0,68, míg a 18 ciklussal 0,73 korrelációs együttható értéket adott az eredeti mért csapadékkal összehasonlítva. A becslés a 2010-2020 közötti időszakban validálásra került, 0,65 valamint 0,53 korrelációs együttható értékekkel. Az elemzés lehetővé teszi az éves csapadéktételek középtávú előrejelzését.

**5. tézis:** A csapadékadatok és klímaindexek keresztkorrelációs és keresztspektrális elemzése alapján kimutattam, hogy bizonyos globális klímajelenségek (AO, AMO és NAO) esetén egyértelmű lineáris kapcsolat mutatható ki a klímaoscillációk és a Kárpát-medencei csapadék között.

## 4. Talajvíz idősorok csoportosítása

### 4.1 Irodalmi áttekintés

A 3.1. fejezetben bemutatott éghajlati változások természetesen a felszín alatti vizekre is hatással vannak. A múltbéli tapasztalatokból ismert, hogy vizeink, vízfajtatól függően eltérő mértékben, érzékenyek az éghajlatra, időjárásra, főként a hőmérséklet és csapadék mind területi, mind időbeli változására (Nováky, 2011). A hidrometeorológiai szélsőségeknek hidrogeológiai hatásai is ismertek (Szilágyi és Józsa, 2008).

Az éghajlati változások hatása csak hosszú időtávon érzékelhető, mérhető és ezek alapján kimutatható. Ez azt jelenti, hogy a megfelelő elemzésekhez több évtizedet átölelő, mérési módszertan szempontjából konzisztens, megbízható és folyamatos adathalmazra van szükség. Ilyen adatforrások ritkák, nehezen hozzáférhetők, számos esetben egyszerűen nincs lehetősége a kutatónak az elemzéshez szükséges adatok előállítására. Az 5. fejezetben bemutatott elemzésemhez a Miskolci Egyetem Víz- és környezetgazdálkodás Intézetnek, valamint, az illetékes vízügyi igazgatóságoknak köszönhetően áll rendelkezésre közel 100 évet felölelő adathalmaz 45 mérési pontra vonatkozóan. Az adathalmaz azonban hiányos, sporadikus, számos esetben egész évek hiányosak. Ez rendkívüli mértékben megnehezíti az adatok közvetlen statisztikai elemzését.

Fontosnak tartom kiemelni, hogy az adatok hiányos jellege nem a résztvevő vízügyi szakemberek hibája. Épp ellenkezőleg, ámulatra méltó a magyar vízügyi szakma ilyen történelmi léptékű lelkiismeretes munkája, amely világháború, forradalmak alatt is folytatta a konzisztens mérést.

A hiányos adathalmaz azonban statisztikai kihívást jelent a kutató számára. A kutatásom célja, hogy egy megfelelő előzetes adatfeldolgozási módszert hozzak létre a nyers, rendezetlen adatok csoportosításához. Ez az új megközelítés segítséget nyújt a meglévő hiányos adathalmazok hosszútávú trendelemzéséhez.

A talajvízes adatok elemzése és valamilyen csoportosítása régóta foglalkoztatja a tudósokat. A leggyakrabban azonban mért kémiai paraméterek alapján csoportosítják a fellelhető kutakat (Kovács és társai, 2015). A kémiai paraméterek azonban nem feltétlenül mutatnak összefüggést a kutak idősoros dinamikus jellemzőivel, így az elemzésemben közvetlenül nem alkalmazható.

A vízszintek elemzése számos matematikai módszerrel is lehetséges, különösen a deep learning megközelítések alkalmazásával. A kút-adatrendszerek használatának elsődleges célja az, hogy valamilyen aspektusrendszer alapján előrejelzéseket készítsen a jövőre vonatkozóan. Mesterséges neurális hálók (ANN) létrehozásával a másodlagos paraméterek felhasználhatók a vízszint meghatározására még egy észlelés nélküli ponton is (Mohanty és társai, 2010; Nourani és társai, 2012; Han és társai, 2016). Az egyik típusa az önszerveződő térkép módszertana, amelyet a 2011. március 11-i japán földrengés (Kawamura és társai, 2017) hatásának elemzéséhez használtak, ahol 102 kút vízszintjét vizsgálták egy 400 km körben Tokióból, és számos klasztert létrehoztak, értelmeztek. A szezonális vizsgálható a felszín alatti vizek vízszintváltozásai okainak meghatározására, többféle módszerrel, legkönnyebben a LOESS trendvizsgálati módszerrel (Lafare és társai, 2016).

A statisztikai módszerek számos alkalmazásában mozgóátlag számításokat (Autoregressive Moving Average, Autoregressive Integrated Moving Average) használtak a talajvíz idősorok elemzésére, a Seasonal Autoregressive Integrated Moving Average-et/SARIMA-t a szezonális elemzéshez. Ezeknek a módszereknek a felhasználásával a számításokat több időskálán végezték Kína déli részén (Yang és társai, 2017), Iránban (Behnia és Rezaeian, 2015; Khorasani és társai, 2016), valamint Indiában (Patle és társai, 2015).

A többváltozós mérésekből származó adatok csoportosítása a klaszterelemzés különböző variánsaival végezhetőek el. Sok esetben a sekély vagy mély kutak mért idősorát használták a csoportosításhoz. Zhang és társai (2016) három különálló területet vizsgáltak a DBSCAN sűrűség-alapú klaszterezés szempontjából, míg a puha (fuzzy C-közép) klaszterezés heti adatait elemezték, előrejelzés céljából (Polomcic és társai, 2017).

A vízszintek változásának és különböző környezeti elemekkel való kapcsolatának együttes vizsgálatát kevert bayesi logisztikus modell segítségével lehet elvégezni. 37 megfigyelő kút adatát megvizsgálták (Joo és társai, 2009) Dél-Koreában, és az idősorokat négy klaszterbe csoportosították a jelzett módszerrel, hogy elemezzék a területek utánpótlódását.

Magyarországon vízszintek csoportosítását a Duna-Tisza közén végezték el korábban, klaszterelemzéssel 5 csoportra osztották a rendelkezésre álló kutakat (Szalai és társai, 2011), később egy komplex kutatás keretében a területen lévő kutakat csoportosították vízszintek

alapján (Garamhegyi és társai, 2020), valamint a Fertő-tó környékén faktoranalízisen alapulva (Magyar és társai, 2021) illetve az Aggteleki-karszt forrásait, hozamok alapján (Borbás és társai, 2021).

A hiányos adatkészletek klaszteranalízise kiemelkedő jelentőségű a földtudomány más területein is. Szabó és társai (2019) egy kiterjedt mag-adatkészletet csoportosítottak, amelyet nagyszámú heterogén miocén szénhidrogén képződésben fűrt kutakból gyűjtöttek több mint 20-30 éves mintán. A statisztikai munkafolyamat tartalmaz egy korreláció-alapú interpolációs módszert és a főkomponens-elemzést a hiányzó adatok helyettesítésére, valamint a mért paraméterekkel kapcsolatos általános információk hangsúlyozására a k-közép klaszteranalízist, az alapadatok és a kapilláris nyomásgörbék osztályozásának hatékonyabbá tételé érdekében.

A faktorelemzés egy dimenziócsökkentő eljárás, amely felhasználható az idősorokat leginkább befolyásoló paramétereinek azonosítására (Fan és társai, 2005). Az ilyen számításokat a felszín alatti vizek idősoraival végezték az indiai Ahar folyó medencéjén. Először egy hierarchikus klaszteranalízist végeztek az átlagos vízszint alapján, hét paramétert (azaz tényezőket) azonosítottak és interpretáltak faktoranalízissel (Machiwal és Singh, 2015).

A feldolgozott szakirodalom alapján megállapítható, hogy a felszín alatti vizek idősoros jellemzőinek csoportosítására az általánosan elfogadott módszer valamilyen hierarchikus vagy k-középpontú klaszterezésen vagy faktoranalízisen alapul. Azonban ezen módszerek feltételezik, hogy a pontonkénti távolságok ismertek. A rendelkezésre álló adatbázis sporadikus jellege miatt számos kútnál előfordul, hogy nincs közös mérési értéke egyes más kutakkal – a két kút idősorai teljesen diszjunktak, azaz nincs olyan időpont amikor egyszerre van információnk mindkét kútról. Ezekben az esetekben matematikailag nem számolható közvetlenül távolság vagy korreláció, így ez a három módszer nem alkalmazható. A diszjunkt halmazok problémája kétféleképpen kezelhető statisztikailag. Első esetben minden olyan párt kiszűrünk az adatbázisból, amelyek egyszerre nem szolgáltatottak vagy nem szolgáltatottak elég adatpontot. Ez azonban az adatbázis drasztikus csökkenését eredményezné, így az elemzésem során nem használom ezt a módszert. Második lehetőség az adatok inputálása valamilyen feltételezett regressziós modell alapján. Ez a módszer feltételezi, hogy minden kútról elő áll megfelelő mennyiségű információ ahhoz, hogy megbízható idősoros modellt készítsünk. Ez azonban a vizsgált adathalmazra nem igaz,

az adatok erősen egyenlőtlenek, számos kútról csak relatíve kevés adatpont áll rendelkezésre és ritka, hogy egy kútról hosszabb összefüggő idősor álljon rendelkezésre. Azaz esetemben ez a módszer sem alkalmazható. Logikailag a diszjunkt halmazok problémája nem teszi lehetővé az elemzést. Amennyiben A és B kút nem rendelkezik közös adatponttal, de A és C, és B és C igen, közvetve számolhatunk korrelációt. Egy olyan módszertanra van szükség, ami képes felhasználni az összes adatpontot és a közvetett statisztikai kapcsolatokat.

Emiatt a kutatásom során egy új megközelítést alkalmaztam. A feldolgozott szakirodalom alapján az idősoelemzésen, valamint a neurális hálókra alapuló elemzések jól alkalmazhatók talajvízes adatok elemzésére. Azonban ezen modelleket közvetlenül még nem használták az adatok csoportosítására. Új megközelítésem lényege, hogy ezen statisztikai módszereket kapcsolom össze a csoportosító matematikai módszertannal, hogy a rendkívül hiányos és sporadikus adathalmazomon is tudjak csoportosítást végrehajtani. Első lépésben az idősorokat felbontom dinamikus jellemzőik alapján és azokat csoportosítom. Második lépésben neurális hálók segítségével vetítem az idősorokat  $n$ -dimenziós terekbe, így becsülve a közös komponenseket. Végül a két módszertan eredményeit összehasonlítom.

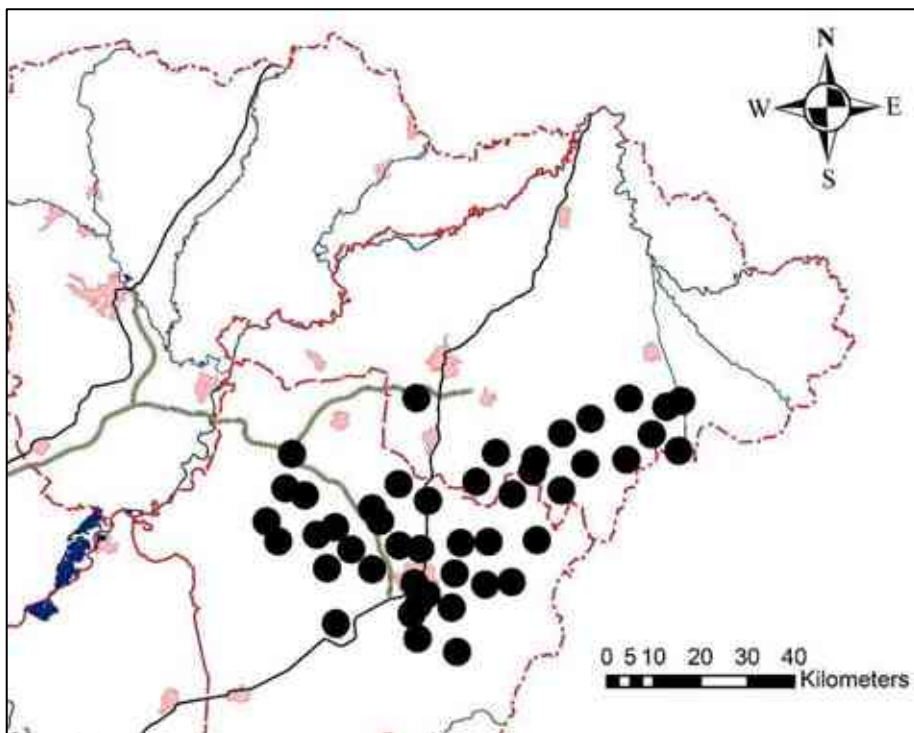
Ezek alapján az elemzésem célja a szisztematikusan kiválasztott, a területet jól jellemző 45 kút feltáró elemzése és csoportosítása dinamikus jellemzőik alapján. Hipotézisem alapján a 45 kút idősoros adatai tartalmaznak közös komponenseket, amelyek alapján közösen vagy csoportosítva jellemezhetők. A közös komponensek léte lehetővé teszi, hogy az adatbázis sporadikus jellege és a hiányzó adatpontok ellenére idősoros elemzéseinkhez felhasználjuk a 45 kút mérési adatait, így emelve az elemzéseink pontosságát, valamint az eredmények megalapozottságát.

Feltevés, hogy a számítások segítséget tudnak nyújtani abban, hogy a talajvízes kutak szezonális jellege alapján csoportosíthatóak, és matematikai összefüggéssel megadható a kutak alacsony, közepes és nagy szezonálisingadozású csoportjainak határa.

## 4.2 Anyag és módszer

A vizsgálatom során elemeztem a magyar talajvíz-megfigyelő hálózat egy részét azzal a céllal, hogy csoportosítható legyen valamilyen jellemző paraméter alapján. Célom, hogy egy megfelelő előzetes adatfeldolgozási módszert hozzak létre a nyers, rendezetlen adatok csoportosításához, amely eredményei későbbiekben felhasználhatók az összetettebb adatelemzés érdekében. A megfelelő mennyiségű és minőségű adat elengedhetetlen az éghajlatváltozás kimutatásához és alkalmazkodásához, ezért a lehető legtöbb megfigyelési adatot felhasználtam a vizsgálathoz.

A számításhoz használt mintaterület a Nyírség és a Hajdúság, Debrecen és Nyíregyháza környékén kialakított megfigyelő kutak térsége volt. Az elemzéshez használt adatok a Miskolci Egyetem Víz- és Környezetgazdálkodás Intézet, valamint, az illetékes vízügyi igazgatóságok korábbi közös projektjeinek keretében állnak rendelkezésre. A vizsgált kutak elhelyezkedését fekete pontok mutatják a 32. ábrán. A 45 kút idősorai több időintervallumot fednek le, a mérések többször hiányosak, és a kutak létesítésének ideje változik, tehát az idősorok kezdeti és végpontjai eltérőek.



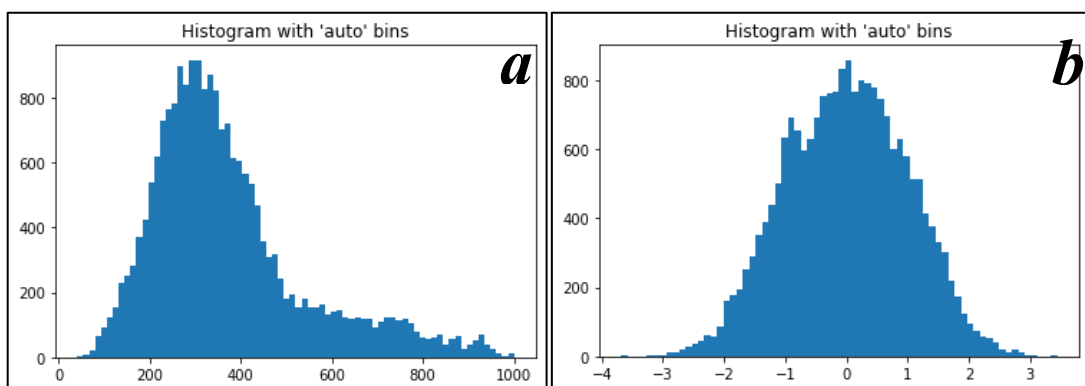
32. ábra: A vizsgált kutak térképi ábrázolása (sötét pontok) (szerző saját szerkesztése)

#### 4.2.1 Adatok jellemzői

Első lépésként az adatok statikus elemzését végeztem el. A mérési pontok 1930. november és 2014. február közötti időszakot ölelik fel, azonban az idősorok többsége jelentős mértékű hiányos intervallumokat tartalmaz. Ezen mérési pontok hiánya változó abból a szempontból, hogy egy-egy havi adat vagy hosszabb, akár éves időszakok hiányoznak az adatbázisból. Összességében adattisztítás után 20744 mérési pont áll rendelkezésünkre, ami a teljes időszak 45 %-a.

Az adatpontok a talajvíz mélységét mérik, havi átlagos perem alatti vízszintek, az adatbázisban 0 és 1000 centiméter közötti pozitív számokként szerepelnek (melléklet 49. ábra). A kutak túlnyomó többsége centiméterre kerekített értékeket közöl, a fennmaradó rész milliméterre kerekített értékeként rögzítette a talajvíz mélységét. Mivel az adatbázis számos hiányzó adatot tartalmaz, ezért az elemzésekben arra törekedtem, hogy a lehető legtöbb értelmezhető adatpontot felhasználjam.

A mérési adatok eloszlása ferde, jobbra elnyúló, de alapvetően normális eloszláshoz közelíthető (33. ábra). Amennyiben minden kút mérési adatait korrigáljuk a saját átlagával, az így kapott eloszlás szimmetrikus, normális eloszlást követ. Azaz a jobbra elnyúló jelleg nem az egyedi idősorokból ered, hanem az átlagos vízszintek eloszlásából (melléklet 49. ábra). Azaz a mérési adatok időbeli változása normális eloszlást követ, míg a kutak átlagos mélysége lognormális eloszlást. Abból a célból, hogy kiszűrjük ezt a torzító hatást és megfeleljünk a lineáris regresszió feltételeinek a továbbiakban a standardizált idősorokat használom fel az elemzésekhez (Naghetini, 2017).



33. ábra: A nyers mérési adatok eloszlása (a) és a standardizált eloszlás (b) (cm) (szerző saját szerkesztése)

A 33. a.) ábra alapján látható, hogy a kutakban történt mérések eloszlása alapján a talajvíz átlagos szintje 2-4 m között adódik. Marton (2009b) kutatásai alapján a vizsgált térrész számottevő része leáramlási területnek tekinthető.

#### 4.2.2 Idősorok trendelemzése

Az elemzésem célja, hogy a mérési adatokat dinamikus jellemzőik szerint csoportosítsam. A neuális hálón alapuló módszer nem feltételez függvényformát, így nincs szükség az adatok előfeldolgozására. Az idősoros jellemzők szerinti csoportosítás azonban feltételezi, hogy a talajvízes kutak idősorát a megfelelő függvényformával modelleztük. Ezért előfeldolgozásként szükséges a megfelelő SARIMA modell azonosítása.

Az adatok idősoros elemzése lépésenként végezhető, fokozatosan növelve a modellek komplexitását, minden lépésnél ellenőrizve, hogy a növelt komplexitás szignifikánsan növeli-e magyarázóerőt. A standardizált adatok esetében a következő alap egyenletből indulunk ki:

$$y_{wt} = C_0 + \sum_2^N C_t * X_t + \varepsilon_{wt} \quad (4.1)$$

Ahol a

- $N$  a rendelkezésre álló időintervallum hossza (997)
- $y_{wt}$  a  $w$  jelzésű kút  $t$  időponti mérési adata
- $C_0$  és  $C_t$  a konstans és a  $t$  időponti dummy együtthatója
- $X_t$  a  $t$  időponthoz tartozó dummy változó
- $\varepsilon_{wt}$  a hibatag

A fenti függvényforma feltételezése, hogy a dinamikus trend minden kút esetében azonos, azaz a különböző mérési helyek gyakorlatilag ugyanazon a mintán alapulnak. Természetesen ez egy erősen egyszerűsített egyenlet, ami csak első logikai lépésként mutat be. Mivel az adatok standardizáltak, így nincs szükség kút-specifikus dummy változóra. Minden standardizált kút átlagos mélysége 0.

A becsült lineáris egyenlet  $R^2$  együtthatója 0,51, ami közepesen erős magyarázóerőt mutat. Az időbeli dummy változóknak többsége szignifikáns (859/997). Ez alapján megállapítható, hogy a legegyszerűbb függvényforma esetében a közös trend 50 %-ban magyarázza a varianciát, azaz a közös trend és a kút-specifikus hatás fele-fele mértékben



van jelen a mintában. Ez azt is jelenti, hogy annak ellenére hogy van közös dinamikus jellemző az idősorokban, jelentős egyedi jellemző is van az egyes kutak mérési adataiban.

Az alapegyenlet egy magas szabadságfokú függvényforma. Ez képes azonosítani a közös komponens mértékét, azonban nem alkalmas a pontos dinamikus hatás azonosítására. Ezért második lépésben a dinamikus tényezőket szezonális együtthatókkal is vizsgáltam. Ebben az esetben a következő a becsült egyenlet:

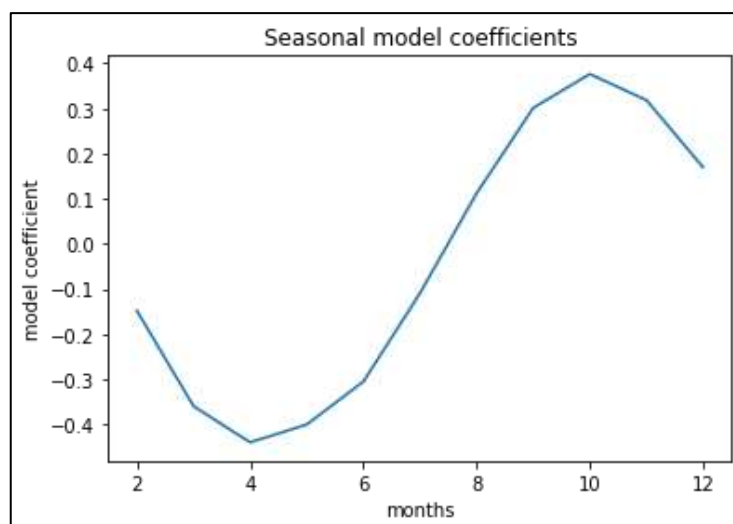
$$y_{wt} = C_0 + \sum_2^{12} C_s * X_s + C_T * t + \varepsilon_{wt} \quad (4.2)$$

Ahol a fenti egyenlethez képest:

- $X_s$  az s-edik hónap dummy változója
- $t$  az időtényező skálaváltozója napokban
- $C_T$  és  $C_s$  az időtényező és az s hónap dummy együtthatója

A fenti modell a kutak dinamikáját egy közös havi szezonális komponenssel és egy közös trendváltozóval írja le. Ez a függvényforma restriktívebb, nagyságrenddel kisebb szabadságfokkal rendelkezik – 13 a 997 helyett.

Ezek alapján következik, hogy a magyarázóerő kisebb, a teljes  $R^2$  együtthatója 0,09. Ezzel szemben minden szezonális és időtényező erősen szignifikáns (melléklet 50. ábra). Ez arra utal, hogy a trend és a havi ingadozás jelentős mértékben közös, azonban ez önmagában még nem magyarázza a teljes varianciát. A havi ingadozás azonban egy stabil szinuszcömbét ír le (34. ábra). A közös egyenlet alapján látható, hogy a dummy változókkal sikeresen leírható a talajvíz éves dinamikája a területen. Az ábrán látható, hogy a talajvízszintek változásában április hónap környékén egy minimum, míg október-november hónapok környékén egy maximum érték található. Ez egy ismert tény, ami megerősíti, hogy a használt függvényforma megfelelő és az adatok nem tartalmazznak az átlagos dinamikától jelentősen eltérő komponenseket.



34. ábra: A szezonális modell becsült havi dummy együtthatói (referencia=január) (szerző saját szerkesztése)

Az alapegyenletet nem tudjuk minden mérési helyre egyesével becsülni, mivel minden kút egy időpontra egy mérési adattal rendelkezik így az egyedi dummy változónak nincs statisztikai értelme. Azonban a szezonális modell az egyes kutak egyedi idősorain is becsülhető, mivel egy kút az éves azonos hónapjaira több mérési adattal is rendelkezik:

$$y_{wt} = C_{0w} + \sum_{s=2}^{12} C_{sw} * X_{sw} + C_{Tw} * t + \varepsilon_{wt} \quad (4.3)$$

Ahol a fenti egyenlethez képest:

- $X_{sw}$  az s-edik hónap és w azonosító kút dummy változója
- $C_{0w}$ ,  $C_{Tw}$  és  $C_{sw}$  a w jelzésű kút, valamint a konstans, az időtényező és az s hónap dummy együtthatója

Az eredmény ez esetben nem egy  $R^2$  mutató, hanem mind a 45 kútra vonatkozó egyedi érték. Az elért  $R^2$  együttható ebben az esetben szóródik a kutak között, azonban számos kút esetében még ez az egyszerű modell is magas magyarázóerővel bír. Ez az állítás arra utal, hogy bár a szezonális ingadozásnak van közös komponense, alapvetően még a standardizált idősorok esetében is vannak egyedi eltérések.

A két alapként használt modell azonban nem írja le megfelelően a talajvíz mérési adatainak idősorát. Bár rámutatnak arra, hogy létezik közös komponens és szezonális ingadozás, az adatok nem jellemezhetők egyszerű lineáris regresszióval. Mivel a vizsgált idősorok erős autoregresszív tagot is tartalmaznak, ezért az egyszerű lineáris regresszió helyett – a

modellezésnél – autoregresszív modelleket alkalmaztam. A SARIMA modell építés első lépéseként meg kell határozni az integritás fokát. Az integritás foka, az egységgyök jelenléte azt a dinamikus folyamatot teszteli, hogy a folyamat sztochasztikus trenddel rendelkezik, azaz a hibatag varianciája nem állandó és nem független folyamat. Az alternatív hipotézis a stacionárius vagy trendstacionárius folyamat. A vizsgált adathalmazon a stacionaritás azt jelentené, hogy a kutak rendelkeznek egy hosszútávú átlaggal vagy átlagos trenddel, amihez az egyedi kitérések után várhatóan visszatérnek. Az egységgyök jelenléte azt jelentené, hogy az egyedi kitérések tartósan megváltoztatják a kutak mérési adatainak dinamikáját. Másképpen fogalmazva egy nagyobb esőzés vagy aszály tartósan módosítja a kút átlagos mélységét. Előzetesen a földtani ismeretek alapján feltételezzük, hogy a folyamat stacionárius azonban a megalapozott idősoros elemzéshez elengedhetetlen ennek tesztelése.

Az egységgyök teszteléséhez ADF (Augmented Dickey Fuller) tesztet használtam Enders (2014) alapján, az alkalmazott algoritmus MacKinnon (2010) számításain alapul. Az ADF teszt használata során a megfelelő alternatív hipotézishez ki kell választani a korrekt függvényformát. Ez lehet konstans, trend, valamint ezek hiánya és mindezek kombinációja. Dolado és társai (1990) útmutatásait követve első lépésként a stacionárius alternatív hipotézist választottam. A számítások elvégzése előtt utolsó lépésként szükséges a hiányos adatsorok kezelése. Az ADF teszt nem képes közvetlenül kezelni a hiányos idősorokat, azonban ahogyan Ryan és Giles (1998) bemutatta ez a probléma többféleképpen kezelhető. Az elemzésem során az általuk javasolt első módszert, a hiányos időszakok „bezárását” alkalmaztam. A másik két teszt adatok inputálásán alapul, ami az adatgeneráló folyamat ismeretét feltételezi. Mivel az elemzésem ez a része feltáró jellegű, ezért ezt mellőzve az első módszert választottam. Az általuk javasolt három módszertan hasonló mértékben csökkenti az ADF teszt erejét. A késleltetések számát az Akaike (1973) információs kritérium (AIC) alapján határozza meg az algoritmus.

A teszt a kutak túlnyomó többségénél (40/45) elveti az egységgyök jelenlétét, amennyiben az alternatív hipotézis nem tartalmaz trendet és nem tartalmaz konstans. Azaz a vizsgált idősorok stacionáriusak. Amennyiben az alternatív hipotézis tartalmaz konstans, a teszt a kutak felénél nem tudja elutasítani 5%-os bizonyossággal az egységgyök jelenlétét. Ez konzisztens Enders (2014) és Dolado, Jenkinson, és Sosvilla-Rivero (1990) eredményeivel, ami bemutatta, hogy a nem megfelelő determinisztikus regresszorok jelenléte csökkenti a teszt erejét. Az előfeldolgozás keretén elvégzett korrekció miatt

megvizsgálom a differenciastacionárius modell eredményeit is, azonban az eddigi tesztek alapján megállapítható, hogy a vizsgált adathalmazok stacionárius folyamatot követnek, azaz az integráció foka 0.

Elsőként a talajvíz mérési adatait trendstacionárius modellel elemeztem. A trendstacionárius esetben a következő a becsült közös egyenlet:

$$y_{wt} = C_0 + \sum_1^L C_{t-i} * y_{wt-i} + \sum_1^M C_w * X_w + \sum_2^{12} C_s * X_s + C_T * t + \varepsilon_{wt} \quad (4.4)$$

Ahol a fenti egyenlethez képest:

- $y_{wt-i}$  az adott kút  $i$  időszakkal megelőző mérési értéke,  $C_{t-i}$  a hozzá tartozó együttható
- $X_w$  a  $w$  jelű kút dummy változója és  $C_w$  a hozzá tartozó együttható
- $X_s$  az  $s$ -edik hónap dummy változója és  $C_s$  az  $s$  hónap dummy együtthatója
- $t$  az időtényező skálaváltozója napokban és  $C_T$  az együtthatója
- $M$  a kutak száma,  $L$  a maximális késleltetés.

Az elemzés során 3 hónap ( $i=1,2,3$ ) késleltetésig bezárólag szerepeltettem az autoregresszív tagokat. Amennyiben nem szerepeltetjük a szezonális dummy változókat, a harmadik késleltetés is szignifikáns. Szezonális tagokkal azonban csak az első kettőnek van szignifikáns magyarázó ereje. Ez arra utal, hogy a harmadik késleltetés a bemutatott szinoid szezonális tag szerepét veszi át és azon felül nem ad érdemi magyarázóerőt. A szezonális ingadozás szinoid görbéje eltolódott, a trendstacionárius autoregresszív modell esetén a csúcspont – a legnagyobb átlagos mélység – a nyári hónapokra tolódott. Összességében a két autoregresszív tag együtthatójának összege 1 alatti, azaz egy enyhe átlaghoz való visszatérés figyelhető meg – mivel az idősorok standardizáltak – így ez a hosszútávú átlagot jelenti.

A fenti egyenletben az összes kút dummy változója és a trend változó esetében sem lehet elvetni, hogy a hatásuk nulla. Összességében megállapítható, hogy az AR(2)-es folyamat havi szezonális ingadozással nagy mértékben képes követni a kutak vízállásának ingadozását. A 45 kút közül 3 kivételével a közös modell is 80%-nál magasabb  $R^2$ -et mutat.

A modell becslését elvégeztem minden kút esetén egyedileg is – ekkor a kút dummy változója természetesen nem szerepel a becsült egyenletben. A modell magyarázóereje

minden kút esetén nőtt és a közös és egyedi modellek értékei erősen korrelálnak – amelyik kútnál a közös modell gyengébb magyarázóerővel bírt, ott az egyedi sem kiemelkedő. Ez arra utal, hogy a választott modellforma alapvetően megfelelő, az eltérések a paraméterek kombinációiban valósul meg.

Az egyedi modell becslésénél a szezonális ingadozás dinamikája nem változik, azonban a mértéke igen. Ez meglepő eredmény annak fényében, hogy az idősorok standardizáltak. Az eltérések másik oka az autoregresszív tagok együtthatóinak összege. Bizonyos kutaknál az átlaghoz való visszatérés jelentősen erősebb a többitől – az összeg jelentősen kisebb, mint 1 azaz az átlaghoz való visszatérés gyorsabb. Megfigyelhető, hogy jellemzően ezek kutaknál a modell magyarázóereje alacsonyabb, azaz nagyobb a hiba. Ezek alapján a következtetés tehető, hogy több egyedi kiugrás – hiba – módosítja az adatokat, vagy az egész modell szerkezet feltevés hibás.

A fentebb részletezett okok miatt bár az ADF teszt elveti az egységgyök jelenlétét röviden elemeztem a differenciastacionárius modellt is a teszt gyengesége miatt. A differenciastacionárius esetben a következő a becsült egyenlet:

$$d(y_{wt}) = C_0 + \sum_1^L C_{t-i} * d(y_{wt-i}) + \sum_1^M C_w * X_w + \sum_2^{12} C_s * X_s + C_T * t + \varepsilon_{wt} \quad (4.4)$$

Ahol az előző egyenletekhez képest:

- $d(y_{wt-i})$  az adott kút  $i$  időszakkal megelőző mérési értékének differenciált értéke,  $C_{t-i}$  a hozzá tartozó együttható

A közös differenciastacionárius modell magyarázóereje jelentősen alacsonyabb, azonban ez nem hasonlítható össze közvetlenül a fenti modellel, hiszen itt az eltérés a függő változó. A szezonális ingadozás megegyezik a trendstacionárius modellel, valamint a késleltetés is hasonló dinamikájú. A legmagasabb még szignifikáns késleltetés 2, az együttható összege jelentősen kisebb mint 1, azaz az autoregresszív hatás nagyon erős.

Lényegi különbség azonban, hogy a közös modell magyarázóereje nagymértékben szóródik a kutak között, ami arra utal, hogy differencia modell esetén a közös dinamika sokkal kevésbé érvényesül.

Az egyedi modell becslése során a trendstacionárius modellhez hasonló megállapításokat lehet tenni. A szezonális ingadozás dinamikája közös, azonban mértéke ingadozó. Az

autoregresszivitás mértéke ingadozó és az átlagos szinttől való eltérés ugyanazon kutakra jellemző, mint a trendstacionárius modell esetén.

Fontos megállapítás, hogy a két modell egyedi magyarázóereje nem egészíti ki egymást, azaz nem igaz, hogy azokat a kutakat, amelyeket a trendstacionárius modell nem magyaráz nagy mértékben, a differencia pontosabban leképez. Ebből arra következtethetünk, hogy a fenti modell forma megfelelő, a folyamat nagy valószínűséggel stacionárius, a fennmaradó hibatag pedig egyedi hatásoknak eredménye.

Az idősolelemzést összegezve megállapítható, hogy az idősorok dinamikáját alapvetően a szezonális és az autoregresszivitás határozza meg. Ezek nagymértékben képesek leírni a mérési adatok dinamikáját. Így a továbbiakban ezen paraméterek segítségével csoportosítom a mérési pontokat.

## 4.3 Eredmények

### 4.3.1 Csoportosítás idősoros jellemzők alapján

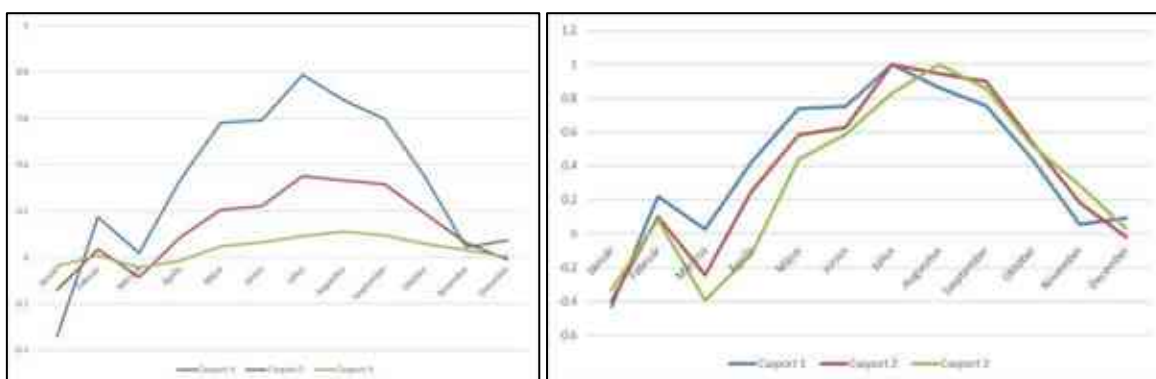
A mérési pontok csoportosítást kétféleképpen végeztem el. Első lépésben az előző fejezetben becsült egyenlet együtthatóit használtam fel. A csoportosításhoz a trendstacionárius autoregresszív modellek becsült együtthatóit használtam – 12 havi szezonális dummy változót, valamint az 1 és 2 hónapos késleltetés változójának együtthatói. Mivel a csoportok számára előzetesen nem tudunk feltevással élni, ezért a hierarchikus klaszterezési eljárást választottam. A hierarchikus klaszterképzés során egyedi pontokból indulunk ki és minden lépésben a két legközelebbi pontot egy csoportba soroljuk. Így a csoportok organikusan jönnek létre. A 14 dimenziós térben a pontok közti távolságot euklideszi távolságmértékkel határoztam meg, a klaszterezést pedig Wald-módszerrel végeztem el. A dendogram azt mutatja meg, hogy a csoportok milyen távolságok során kerülnek összevonásra. Segítségével meghatározható egy határérték, ami definiálja a csoportokat. A dendogram alapján megállapítható, hogy 2-3 csoport képzése indokolt. A továbbiakban a 3 csoportra bontás eredményeit mutatom be (melléklet 51. ábra).

A három csoportról megállapítható, hogy átlagos mélység szerint sorba tehetők – jelentős belső szóródás mellett. Az 1-es csoport átlagos mélysége 241 cm, a 2-esé 346 cm és a hármasé 480 cm.

A dinamikus paraméterek szerint egyértelmű a kapcsolat a szezonális ingadozás mértéke és az átlagos mélység között. Minél sekélyebb a kút, annál nagyobb a szezonális ingadozás, míg a mély kutaknál a havi ingadozás jelentősen kisebb. Ez annak fényében fontos eredmény, hogy az összes idősor standardizált. Azaz minden kút idősora azonos varianciával rendelkezik, az átlagos mélység és a variancia hatása szűrt. Következtetésképpen nem az ingadozás kisebb a mélyebb kutaknál, hanem az ingadozáson belül a szezonális ingadozás mértéke. Másképpen fogalmazva minél mélyebb a kút, annál kevésbé magyarázható az ingadozása szezonális komponenssel. A havi dinamika azonban lefutását tekintve hasonló a csoportoknál (35. ábra), tehát a szezonális ingadozás ugyanolyan szinoid függvényformával rendelkezik azonban amplitúdója – standardizált esetben a variancián belüli aránya – kisebb. A második fontos megfigyelés a csoportokról, hogy minél mélyebb a kút átlagosan, annál későbbre tolódik a nyári szezonális ingadozás csúcspontja. Ez azonban az adatok havi jellege alapján ennél pontosabban nem számszerűsíthető – a különbség napokban mérhető, míg egy mérési adat a mintákban egy hónapnak felel meg.

Összefoglalóan az a megállapítás tehető, hogy a talajvíz mérési pontok csoportosítása elsősorban a szezonális ingadozás mértéke alapján tehető meg. Az idősorelemzés a kutakat alacsony, közepes és nagy szezonális ingadozású kutakra bontotta fel. Ez az ingadozás az átlagos mélységgel szoros kapcsolatban áll. Míg a szakirodalomban a kutak csoportosítását jellemzően kémiai jellemzőik alapján végzik el, az elemzésemben rámutattam, hogy amennyiben a dinamikus jellemzőket akarjuk kiemelni, a csoportosítást javasolt az átlagos mélység alapján elvégezni. Az átlagos mélység szerinti bontás a kutakat dinamikus jellemzőik szerint homogén csoportokra bontja, amely lehetővé teszi a további elemzést.

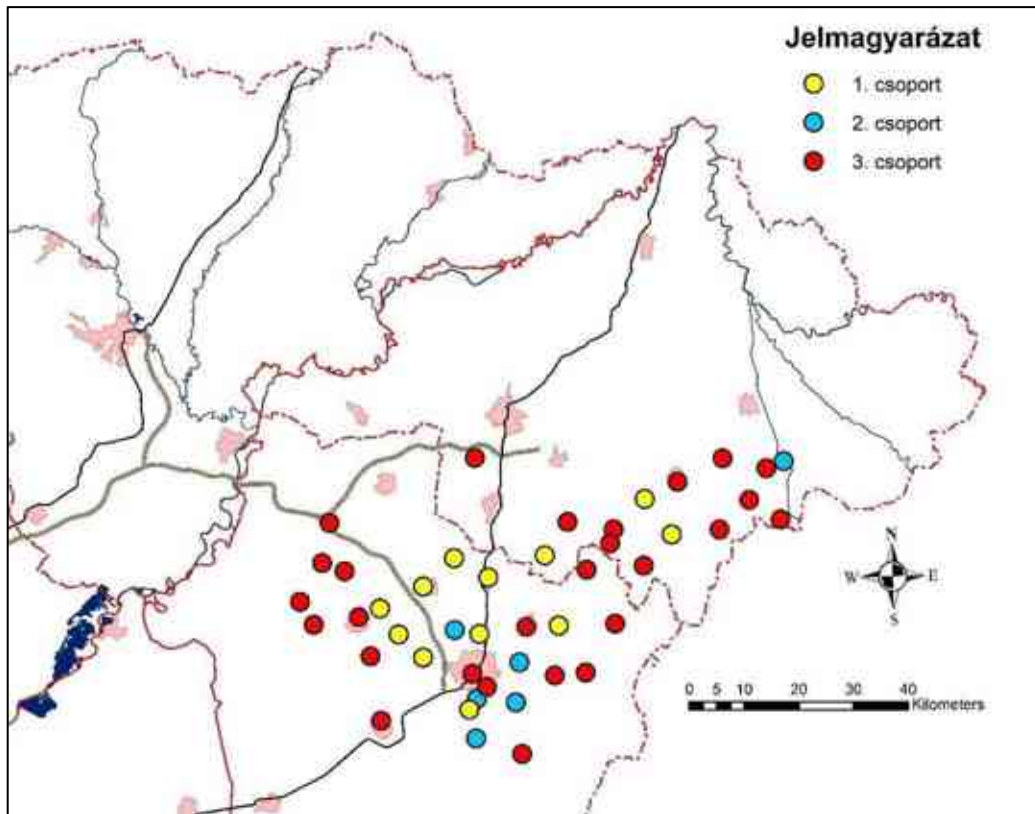
A vizsgálatom során matematikai módszerrel sikerült számszerűsítenem, hogy a vizsgált területen hol érdemes meghúzni a határokat. Ez a kapcsolat azonban sztochasztikus, nem determinisztikus, így közvetlenül a mélység alapján képzett csoportok nem teljesen pontosak. Elemzésem azonban matematikai alapot szolgáltat arra, hogy amennyiben a szezonális ingadozás nem ismertek, a mélység szerinti bontás megközelítőleg alkalmazhatók.



35. ábra: A klaszterek átlagos szezonális együttható, valamint a maximum=1-re normalizált értékek (szerző saját szerkesztése)

Földrajzi elhelyezkedésüket a 36. ábra mutatja:





36. ábra: A csoportosítás eredményei a kutak földrajzi helye alapján (idősoros jellemzőkkel)  
(szerző saját szerkesztése)

#### 4.3.2 Csoportosítás neurális háló alapján

Az előző részlegben bemutatott trendelemzési módszertan korlátja, hogy a becült regressziók függvényformájára előzetes feltevéseket teszünk. A fenti modellek esetében általános formákat alkalmaztam, a legegyszerűbb modell formából kiindulva fokozatosan növelve a komplexitást. Azonban még ebben az esetben is a szezonális változóként való megjelenítése korlátozza a kutak dinamikáinak változatosságát. Ez elméletileg befolyásolhatja az előző fejezet eredményeit, miszerint a kutak dinamikája nem tér el jelentősen egymástól. A lineáris regresszió keretein belül mindenképpen feltevésekkel kell élnünk a függvényformára vonatkozóan, így ahhoz, hogy elemzésemet validáljam rugalmasabb feltevésekkel élő módszertannal is elvégeztem a csoportosítást.

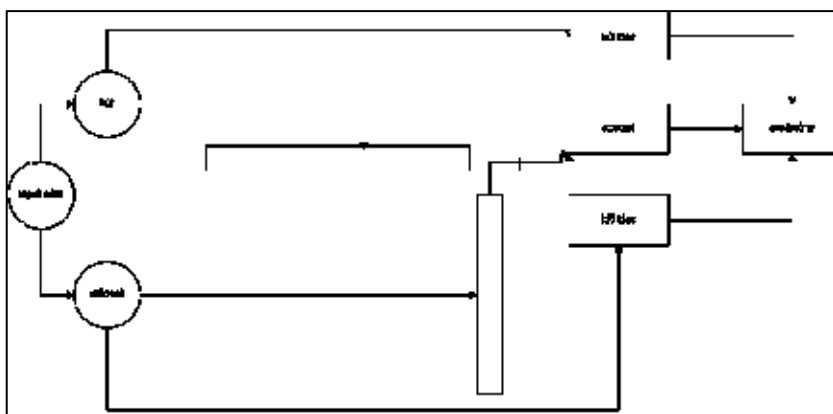
Az adatok jellege és a gyakori hiányos adatok miatt egy neurális hálóra alapuló klaszterezési eljárást választottam. A neurális hálókat használat során nem élünk előzetes feltevéssel a függvényformára. Ezen felül egy neurális háló tetszőleges függvényformát is tud reprezentálni, így tökéletesen megfelel a validálás követelményeinek. Neurális hálókat

esetében kategorikus változókat gyakran beágyazással – embedding – egy választott  $n$ -dimenziós térben helyezünk el, hogy a háló további rétegeiben már számszerű, skálaváltozóként kezelhessük őket. Logikailag a módszer a lineáris regresszió dummy változóihoz hasonlítható, ahol a  $k$  lehetséges kimenetelű változókból  $k-1$  különböző változót generálunk. Az embedding esetén a beágyazás nem mechanikus, hanem a paramétereit a becslés során generálódhatnak. Így a térben a hasonló jellemzőkkel rendelkező adatpontok közel kerülnek egymáshoz, az eltérők pedig távolabb. Az embedding tér  $n$ -dimenziószáma előzetesen választott. Természetesen az  $n$  növelésével a szabadságfok nő, azonban a modell túlzott illesztésének veszélye fenyeget a minta adataira.

A számításokhoz egy egyszerű neurális hálót használtam fel, ami csak a két input adat embedding, bias rétegeiből áll, valamint a mechanikusan, mátrixszorzattal számolt eredményből. A két input adat a kút, valamint az időpont kategória változója. Mindkét input adat egy  $n$ -dimenziós beágyazásra, valamint egy 1 dimenziós bias/torzítás beágyazásra kerül. A bias réteg egy konstans szintkülönbséget ad a végeredményekhez – hasonló funkciót betöltve, mint egy dummy változó a fentebb bemutatott lineáris regressziókban.

A modell egyszerűsítve (37.ábra) a kutakat és időpontokat egy  $n$ -dimenziós térképre helyezi a végső változóra gyakorolt hatásuk alapján. Az így keletkezett szorzat és maradéktag összegeként kapjuk meg a függő változót. Az embedding módszertan kiemelkedő mértékben alkalmas az elemzésre, mivel nem igényel folyamatos vagy kiegyensúlyozott mintát. A minta sporadikus jellege így nem akadályozza az elemzést.

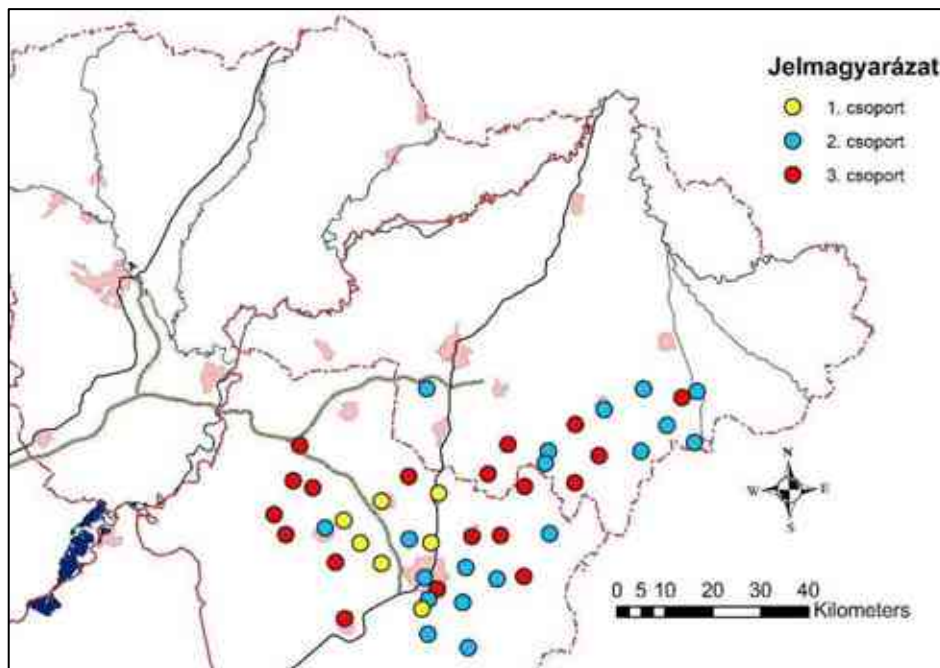
Az  $n$  dimenziószámot szimulációkkal határoztam meg. 9 szimulációt végeztem 2 és 10 dimenziószám között és az összesített magyarázóerő alapján választottam ki az ideális  $n$  értéket. A számolásaim során a 4 dimenziószám bizonyult optimálisnak. A neurális hálót (37. ábra) Adam optimalizációs eljárással becsültem (Kingma és Ba, 2015), hibafüggvényként az átlagos négyzetes hibát használtam (Mean Squared Error – MSE). A ciklusszámot, azaz a tanulás megállási pontját egy validálási minta segítségével határoztam meg. A mintát véletlenszerűen 80-20%-os arányban két részre bontottam. Minden ciklus végén az illeszkedést ellenőriztem a validálási mintán. Amennyiben a magyarázóerő csökkent, a túltanulás esete állt fenn és az algoritmus megállította a további tanulást. Ez a módszertan megakadályozza a modell túlzott illeszkedését, a túltanulást.



37. ábra: Neurális háló sematikus szerkezete (szerző saját szerkesztése)

A modell illeszkedése összemérhető az idősorlemzési módszertan átlagos  $R^2$  értékeivel. Az  $n$ -dimenziószámmal az illeszkedés növelhető, de jellemzően az újabb dimenziók már csak az egyedi kutak túlzott illeszkedését segítik elő. A 4-es dimenziószám kellő mértékben magyarázza az idősorokat anélkül, hogy az egyes kutak saját dinamikáját képeznék le, így általánosabb eredményre vezetett.

A neurális háló eredményei a kutak 4 dimenziós térbe ágyazásának koordinátái – embedding vektor. Ezek egymástól vett távolságai reprezentálják a kutak dinamikájának hasonlóságát. A klaszterezést ezek alapján az idősorlemzés eredményein már elvégzett módszertan alapján határoztam meg. A távolságokat euklideszi módszertannal, a kapcsolást Wald eljárással számítottam. A dendrogramm alapján az ideális klaszterszám az idősoros módszertan eredményein végzett klaszterezési eljáráshoz hasonlóan itt is 3 (melléklet 52. ábra). A területi eloszlást a 38. ábra mutatja. A validálást azonban nem csak a klaszterszám mutatja, hanem az is, hogy a képzett csoportok milyen mértékben mutatnak átfedést az idősoros módszertannal. Azaz a két módszertannal képzett csoportok mennyiben hasonlítanak egymásra.

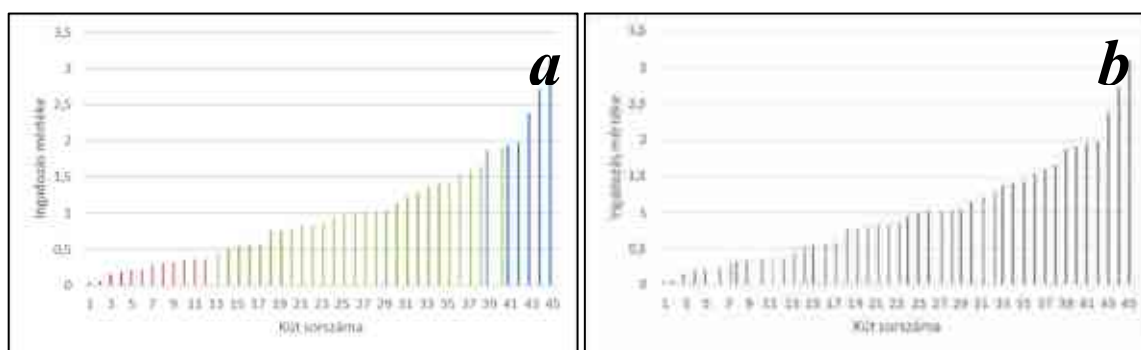


38. ábra: A csoportosítás eredményei a kutak földrajzi helye alapján (neurális hálóval) (szerző saját szerkesztése)

#### 4.4 Következtetések

A két eljárást összehasonlítva megállapítható, hogy a jelentősen szabadabb függvényforma és megnövelt szabadságfok ellenére a két teljesen eltérő módszertan nagyon hasonló eredményekhez vezetett. Az idősorelemzési módszer a kutakat a szezonális ingadozás mértéke alapján sorolta csoportokba. Mivel a modellünk elsősorban a szezonális ingadozást szerepeltette, felmerül a kérdés, hogy ez csak a korlátozott függvényforma miatt állt-e elő. A neurális háló modellje, azonban semmilyen megkötéssel nem rendelkezik a függvényformára, közvetlenül szezonális paramétert nem tartalmaz és jelentősen nagyobb szabadságfokkal rendelkezik. Ennek ellenére a csoportosítás hasonló szerkezetű csoportokat képez (39. ábra). A klaszterezéssel létrehozott 3 csoport alacsony, közepes és nagy szezonális ingadozású kutakra bontja a mintát. A klaszterezés különbségeit szinte kizárólag az okozza, hogy az ingadozás mértéke alapján más vágási pontokat határoz meg ez az eljárás. Ez azonban jelentős mértékben függ a választott távolságtértéktől és kapcsolási eljárástól is. A csoportok szerkezete, a klaszterezési elv megegyezik. A neurális hálókkal végzett elemzés validálta a kutak idősoros jellemzői által elvégzett csoportosítást. A két módszertan eredménye konzisztens.

Összességében elmondható, hogy a kifejlesztett módszertan alkalmas az ilyen jellegű adatkészlet egyidejű elemzésére. A talajvizes kutak sporadikus idősorai dinamikus jellemzők alapján csoportosíthatóak, idősoros elemzés és neurális háló segítségével. Az így képzett csoportok homogének a dinamikus jellegüket tekintve, így a hiányos adatsorok információja sűríthető. A módszerrel egy adott területen, a csoportok mélységhatárai megadhatóak matematikai összefüggések segítségével.



39. ábra: A képzett csoportok a szezonális ingadozás mértéke alapján az idősoros (a) és a neurális háló (b) módszertana alapján (100% = átlagos ingadozás) (szerző saját szerkesztése)

Ezen vizsgálatok alapján fogalmaztam meg a következő tézist:

**6. tézis:** Bebizonyítottam, hogy a Hajdúság, valamint a Nyírség területéről származó sekély talajvizes kutak sporadikus idősorai dinamikus jellemzők alapján csoportosíthatóak, idősoros elemzés és neurális háló segítségével. Egy adott területen a kútcsoportok mélységhatárai definiálhatóak. Így amennyiben a dinamikus jellemzői alapján akarjuk csoportosítani a kutakat, akkor a vizsgált területen a talajvíz átlagos mélysége jó előre jelezhető. Az így képzett klaszterek alkalmasak további elemzésekre.

## 5. Talajvíz idősorok periódusainak elemzése

### 5.1 Irodalmi áttekintés

A 3.1-es fejezetben bemutatott periódusok a felszín alatti vizeinkben is megtalálhatóak. A talajvíz idősorokban található periodicitások vizsgálatának magyarországi eredményeit Kovács és társai (2011) foglalták össze munkájukban.

A periodikus komponensek vizsgálata az 1950-es években kezdődött Magyarországon, mivel ekkorra álltak rendelkezésre megfelelő hosszúságú adatsorok a vizsgálatok elvégzéséhez. Az első ciklus, amit kutatók felismertek a talajvíz éves járásában megfigyelt 1 éves periódus volt (Ubell, 1953).

Hosszabb periódusokat először (Rónai, 1956, 1961) mutatott ki az Alföld területén, egy egységesen mutatkozó 14-17 éves ciklusokat talált, amit később bővített egy 14-16, valamint 28-30 évessel, a mozgóátlagolás módszertana segítségével (Rónai, 1985b). Autokorrelációs eljárással határoztak meg 12-14, valamint 25-26 éves periódusokat 24 észlelőkút adatainak a segítségével (Rétháti, 1977).

A harmonikus analízisen alapuló módszereket először Kontur (1985) alkalmazta tiszántúli vízszintidősorokon, ami segítségével 12,5 év körüli periódus azonosított. Diszkrét Fourier-transzformáció segítségével az Északi-középhegység lábánál lévő két mintaterületen (Ludas, Mezőkeresztes) végeztek el számításokat, amelyek alapján 11, 7; 4,6-4,9; 3,5-3,8 év hosszúságú ciklusokat mutattak ki (Kovács és Turai, 2004a-b). A Duna-Tisza közti területeken 140 darab több, mint 30 éves adatsorokat vizsgáltak Lomb-Scargle periodogram (Lomb, 1976; Scargle, 1982) módszerével, valamint Wavelet-elemzéssel. Itt a vizsgált kutak 87 %-ában kimutatták az 5 éves ciklust, a kutak 60 %-ában pedig 12 éves ciklust a természetes éves periódus jelenléte mellett (Kovács és társai, 2004). Számos egyéb, lokális periódust is azonosítottak a mintaterületen, valamint kimutatták, hogy az éves, a három év körüliek, valamint az 5 év körüliek számos időszakban nem voltak kimutathatóak. Ugyanezen módszertant a sekély talajvízszintek ingadozásainak vizsgálatára is használták a Tiszántúl régióban (Kovács és társai, 2010; 2011). Ezekben a tanulmányban az 1, 11 és 5 éves ciklusok létezését és dominanciáját 120 vizsgált kútban határozták meg, számos más lokálisan kimutatható ciklikus komponens mellett. A waveleteket használhatjuk arra is, hogy meghatározzuk a ciklus hiányát egy idősorban, ahogyan azt az Észak-Alföld sekély talajvíz kutjaiban is megvizsgálták (Garamhegyi és társai, 2017).

Külföldön is számos helyen használják ezen matematikai módszereket felszín alatti vízszintek ciklikus komponenseinek felkutatásához.

Órás mintavételi időközzel rendelkező adatokból számos napi, pár nap hosszúságú periódust definiáltak Ausztrália DK-i területein (Acworth és társai, 2015). Szintén napon belüli ingadozások vizsgálatára alkalmazták a spektrális elemzés módszertanát Tajvan DNy-i területén, ahol a napi, 12 órás periódusok mellett számos pár-órás ciklust azonosítottak (Shih és Lin, 2002). Havi talajvízszint idősorok mintázatait vizsgálták városi környezetben, Kuvaitban, ahol több periódust sikerült kiszámítani, úgy mint 18, 27 hónapos ciklusok az éves vízjárás mellett (Almedeij és Al-Ruwaih, 2006). Szintén havi adatok spektrális elemzésével találtak ciklusokat talajvízszintek változásaiban a spanyolországi Granada környezetében, ahol 8; 11; 3,2; valamint 22 év hosszúságú periódusokat azonosítottak, számos egyéb lokálisan előforduló mellett (Luque-Espinar és társai, 2008). Spanyolországban havi talajvízszint mérési adatokat használtak egy Granada környéki vízáradó vizsgálatához, az elemzés során 8-11, 3,2, 22 éves ciklusokat találtak az adatsorokban. Napi adatokat használtak karsztos területeken a vízszintek és hozamok vizsgálatához a Maharlu medencében, Iránban (Rahnemaei és társai, 2005). Még nagyobb felbontással vizsgálták a talajvízes réteget Oroszországban, ahol 10 perces mérések segítségével egy 46, valamint 275 napos periódust azonosítottak spektrális elemzés segítségével (Lyubushin és társai, 2019).

Thaiföldön a talajvíz idősorok és az éghajlati változatosságot hasonlították össze, ami során Wavelet-elemzéssel, spektrális analízissel is elemezték az adatsorokat, 10-12, 14-16, valamint 5 éves ciklusokat azonosítottak (Seeboonruang, 2018). Waveletekkel vizsgálták a talajvíztartó réteget a Peking melletti Liangshui, valamint az amerikai Colorado folyó mentén (Wu és társai, 2021).

A csapadékösszegek és a talajvízszintek kapcsolatát is vizsgálták számos mintaterületen Magyarországon, legfőképp a Duna-Tisza közén (Szalai, 2004; Szalai és társai, 2011), valamint a talajvízes és mélyebb rétegek közötti kapcsolatot is vizsgálták a Sendai síkságon (Gunawardhana és Kazama, 2012). Hasonló módszerekkel csapadék és karsztvizek kapcsolatát vizsgálták többen (Padilla és Pulido-Bosch, 1995; Pulido-Bosch és társai, 1995; Jukic és Denic-Jukic, 2015), ahol pár napos időbeli eltolást tapasztaltak a csapadék-vízszint kapcsolatban, ami mögött lokális vízföldtani okokat találtak.



Ubell (1953) a talajvízszintek ingadozásainak vizsgálatakor megfigyelte, hogy a mélységgel együtt hogyan tolódik el az 1 éves ciklus maximuma, 500 cm-es átlagos vízszint esetében már több hónapos eltolást mutatott ki. Szabó Gy. (1960) pesti talajvízfigyelő kutak idősorait hasonlította össze a lehullott csapadékkal, és 5 hónapos késleltetést mutatott ki, amely nagyban függött a kiinduló helyzettől. Amennyiben a vízszint az átlagos érték között volt, akkor megemelte a lehullott csapadék, azonban, ha átlag alatti volt a vízszint, nem minden esetben.

## 5.2 Anyag és módszer

A talajvízes idősorok vizsgálatához két módszertant alkalmaztam. A ciklikus paraméterek felkutatásához a korábbi fejezetben már bemutatott diszkrét Fourier-transzformáción alapuló spektrális elemzés vizsgálatát használtam. Ez segítséget nyújt abban, hogy a csapadékösszegek ugyanezzel a módszerrel kerültek elemzésre, így az eredmények összehasonlíthatóak. A hasonlóság, illetve a kapcsolat számszerűsítéséhez a keresztspektrális elemzés eszköztárát használtam.

A vizsgálathoz a havi adatokat a KÚTFŐ projekt keretében felhasznált 95 talajvíz-figyelő kút adatbázisából választottam ki. Szempont volt, hogy az adatsorok a vizsgált területet jól bemutassák, valamint, hogy a lehető leghosszabb összefüggő, vagy kevés adathiánnyal bíró kutak kerüljenek kiválasztásra.

Így a spektrális elemzéshez egy-egy kutat választottam ki a Duna-Tisza közéről, a Hajdúságból, valamint a Nyírség területéről. A harmadik mintaterület (Duna-Tisza köze) az eredmények értelmezése szempontjából adhat információt, mint kitekintés választottam számításaimhoz.

A keresztspektrális elemzéshez a debreceni meteorológiai állomás havi és napi mért összegeit szerettem volna összekapcsolni a sekély talajvízes rendszer ingadozásaival.

A havi adatokkal való vizsgálatokhoz a korábban a csoportosításhoz használt 45 kútból 11 kút idősorát gyűjtöttem ki, ami területileg közel fekszik az alföldi városhoz, valamint szintén megfelel a spektrális elemzésnél alkalmazott követelményeknek, így a lehető leghosszabb, legkevesebb adathiánnyal bíró adatsorok, míg a napi adatokkal való vizsgálathoz a város határán belül választottam ki számos megfigyelőkút vízszint idősorát. A nyers adatokat több esetben egyenközű adathalmazzá kellett alakítani, a végeredményben

havi és napi csapadékösszegek, valamint havi és napi átlagos vízszinteket számítottam ki, amiket a számoláshoz használtam.

### 5.3 Eredmények

A vizsgálatok során spektrális elemzés alá vettem három kellő hosszúságú talajvízszint idősort, három különböző mintaterületről (Nyírség, Hajdúság, Duna-Tisza köze), valamint a Hajdúság-Nyírség területén keresztkorrelációs, kereszt-spektrális elemzéssel tovább vizsgáltam ezeket. A cél a csapadék és talajvíz kapcsolatának megismerése volt, a kapcsolat erősségének számszerűsítése, a hatás időbeli eltolódásának számítása.

#### 5.3.1 Talajvíz idősorok spektrális elemzése

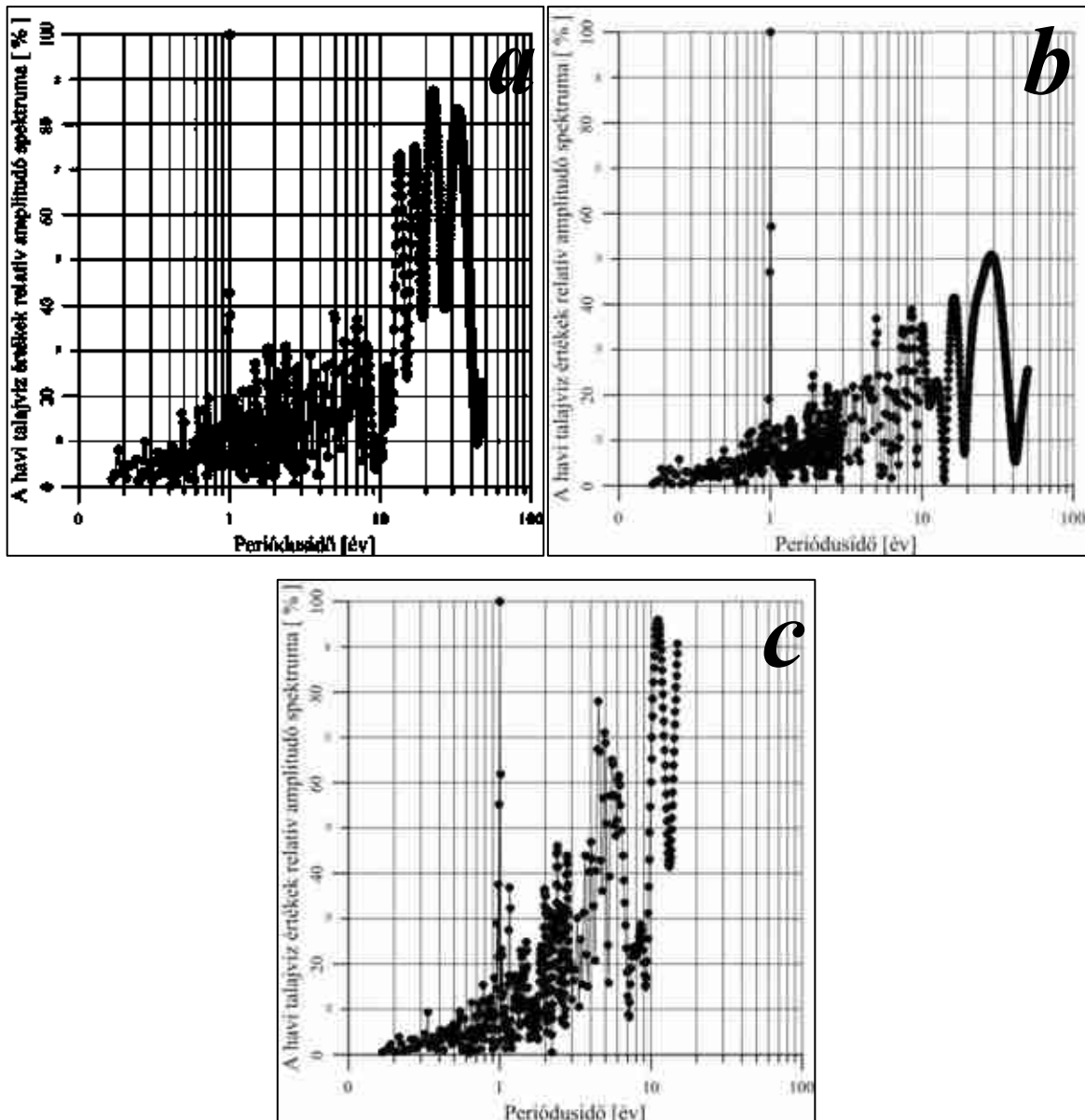
A vizsgálathoz elsőként a kiválasztás feltételeként azt határoztam meg, hogy a lehető leghosszabb adatsor álljon rendelkezésre a lehető legkevesebb hiányos adattal. Így választottam ki Debrecen (2609), Nyírcsászári (1624) valamint Kocsér (2186) sz. megfigyelőkutak adatait. A vizsgálathoz havi átlagos talajvízszinteket használtam, az az 1901 és 2011 közötti 110 éves intervallumban. A spektrumokat a 40. ábra, a determinisztikus ciklusok hosszait és relatív súlyait pedig a 7. táblázat szemlélteti.

Az eredmények értelmezéséhez fontos hozzátenni, hogy míg Debrecen és Nyírcsászári viszonylag közel helyezkedik el egymáshoz képest, addig a kocséri monitoring kút igen messze található a másik kettőtől.

Debrecen esetében a spektrális elemzésbe 911 rekordot vontam be, a feltűnően domináns egy éves ciklust egy 12,3 éves követ. Magas relatív amplitúdóval rendelkeznek még a 15; 18,9 valamint az 5 éves ciklusok.

Nyírcsászári mérőállomásáról 709 havi átlagos talajvízszint adat állt rendelkezésre, dominánsan itt is az egy éves ciklus mutatkozott. Ezt egy 11,18 valamint egy 4,5 éves ciklus követi. Ezen a monitoring állomáson is kimutatható az 5 éves ciklus, az amplitúdók alapján a negyedik helyen. Egyéb domináns ciklusok még az 5,5 valamint a 6,1 éves periódusok.

Kocsér monitoringkútjáról 885 regisztrált adatot használtam. A 40. ábra is mutatja, hogy a spektrumkép sok tekintetben különbözik az előző kettőtől. Az egy éves ciklus domináns jelenléte mellett egy 24,1 éves került kimutatásra sorrendben második helyen, míg amplitúdók alapján fontosabb periódusok az 5; 15,8; 8,5 valamint a 10,08 éves ciklusok.



40. ábra: A havi mintavételezésű talajvíz idősorok spektrumai Debrecen (a), Kocsér (b) valamint Nyírcsászári (c) mérőpontokon (szerző saját szerkesztése)

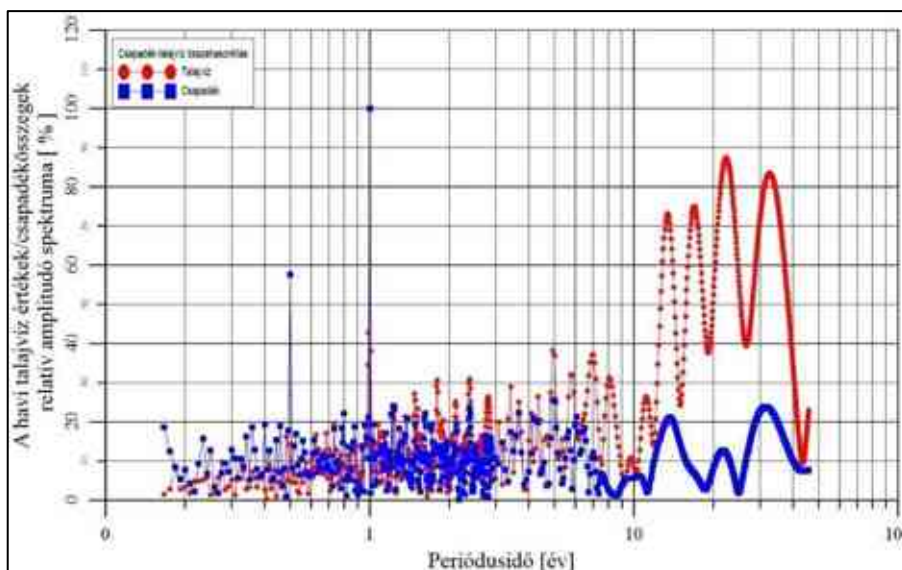
A havi mintavételezésű talajvízszint idősorok spektrumait három mérőállomáson (Debrecen, Nyírcsászári és Kocsér) vizsgálva (7. táblázat) megállapítható, hogy az 1 éves, a 3,7 éves, az 5 éves és a 11-12 éves ciklusok mindhárom helyen kimutathatók, így feltehetően ezek mögött determinisztikus okok állnak. A 2,4 éves ciklus csak az egymáshoz közeli helyeken (Debrecen és Nyírcsászári) jelentkezik, a távolabbi Kocsér területén nem mutatható ki, ezért valószínű, hogy ennek a ciklusnak lokális oka van.

7. táblázat: A legdominánsabb ciklusok hosszai és relatív súlyai a talajvízszint idősorokban, vastagon kiemelve a közös periódusokkal (szerző saját szerkesztése)

Sorszám	Debrecen (relatív súly)	Nyírcsászári (relatív súly)	Kocsér (relatív súly)
1.	<b>1 év (100%)</b>	<b>1 év (100%)</b>	<b>1 év (100%)</b>
2.	<b>12,3 év (77,3%)</b>	<b>11,1 év (98,3%)</b>	24,2 év (49,9%)
3.	15 év (45,4%)	4,5 év (77,2%)	15,8 év (41,9%)
4.	18,9 év (43,2%)	4,9 év (70,1%)	8,5 év (40,6%)
5.	<b>5 év (41,7%)</b>	<b>5,5 év (65,8%)</b>	10,1 év (37,2%)
6.	10,5 év (40,7%)	6,2 év (62,1%)	<b>5 év (32,6%)</b>
7.	26,6 év (38,1%)	4 év (46,8%)	7,5 év (31,4%)
8.	9 év (32,9%)	2,4 év (45,5%)	6 év (29,5%)
9.	2,4 év (32,9%)	2,8 év (43,5%)	<b>12 év (28,3%)</b>
10.	<b>3,7 év (32,2%)</b>	<b>3,7 év (43,2%)</b>	1,9 év (23,7%)
11.	3,3 év (31,4%)	0,98 év (37,4%)	<b>3,7 év (23,6%)</b>

Debrecen estében megvizsgáltam, hogy vannak-e közös ciklusok a havi mintavételezési közű csapadék és talajvízszint idősorokban. A 41. ábra kék színnel a csapadék, piros színnel pedig a talajvízszint spektruma látható. A domináns determinisztikus ciklusok hosszát és relatív súlyát a 8. táblázatban foglaltam össze.

A 8. táblázat alapján megállapítható, hogy Debrecenben a csapadék és a talajvízszint változásban az 1 éves, 2,4 éves, 3,67 éves és 5 éves ciklusok egyaránt kimutathatók. A talajvíz spektrumában megjelenő 12,3 éves ciklus a csapadék idősorában 13,7 évnél mutatható ki, míg a 26,6 éves talajvíz ciklus a csapadék esetében szintén nagyobb – 31,5 éves – periódushossznál jelenik meg, így azonos periódusnak nehezen értelmezhetőek.



41. ábra: A havi mintavételezésű csapadék és talajvízszint idősorok spektruma Debrecenben  
(szerző saját szerkesztése)

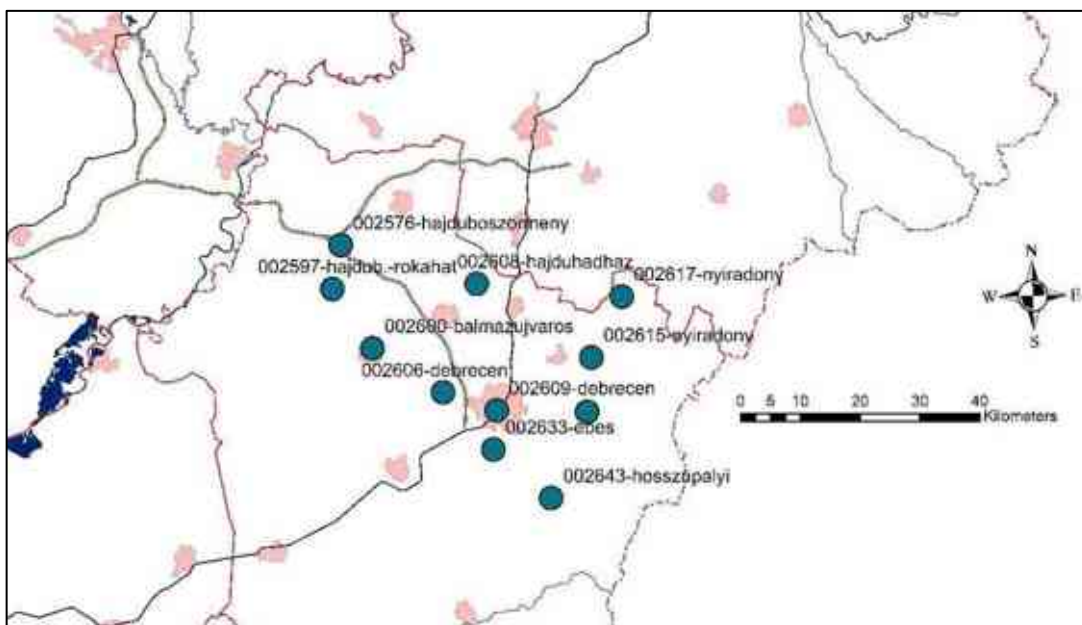
8. táblázat: A legdominánsabb ciklusok hosszai és relatív súlyai Debrecen területén a csapadék és a talajvízszint idősorokban (szerző saját szerkesztése)

Debrecen sorszám	csapadék (relatív súly)	talajvíz (relatív súly)
1.	<b>1 év</b> (100%)	<b>1 év</b> (100%)
2.	0,5 év (57,6%)	12,3 év (77,3%)
3.	<b>4,92 év</b> (25,5%)	15 év (45,4%)
4.	1,23 év (24%)	18,9 év (43,2%)
5.	31,5 év (23,8%)	<b>5 év</b> (41,7%)
6.	<b>2,39 év</b> (23,6%)	10,5 év (40,7%)
7.	<b>3,67 év</b> (22,4%)	26,6 év (38,1%)
8.	1,62 év (22,2%)	9 év (32,9%)
9.	0,8 év (22,1%)	<b>2,38 év</b> (32,9%)
10.	6,08 év (21,4%)	<b>3,67 év</b> (32,2%)
11.	13,7 év (21,1%)	3,33 év (31,4%)

A havi mintavételezésű csapadék és talajvízszint idősorok spektrumait Debrecen területén vizsgálva látható, hogy az 1 éves, a 2,5 éves, a 3,7 éves, és az 5 éves ciklus mindkét paraméter idősorában megjelenik, ezért ezeket a ciklusokat olyan determinisztikus hatások okozzák, amelyek mind a csapadék, mind pedig a talajvízszint periodikus változását kiváltják. Mindkét paraméter idősorában kimutatható két hosszabb idejű ciklus is, azonban ezek nem pontosan ugyanazzal a periódusidővel jelentkeznek.

### 5.3.2 Keresztkorrelációs függvények eredményei havi adatokkal

A csapadék felszín alatti vizekkel való kapcsolatának kimutatásához használt talajvízfigyelő kutak helyét a 42. ábra mutatja be. A bevont kutak mind a Nyírség déli részén, mind a Hajdúság északi területéről származnak, így különböző geológiai felépítésű terület is vizsgálható, valamint a beáramlási-kiáramlási területek esetleges különbségét is vizsgálni tudjuk.

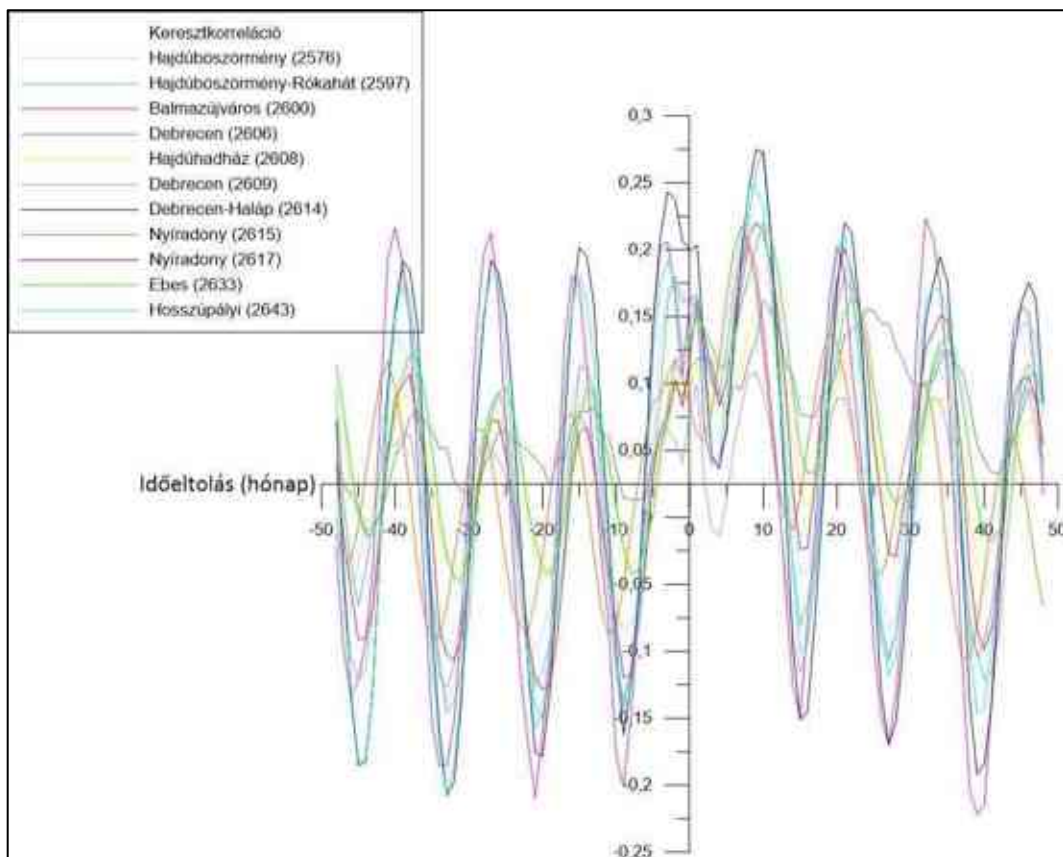


42. ábra: A keresztspektrális elemzésbe bevont kutak helyei (szerző saját szerkesztése)

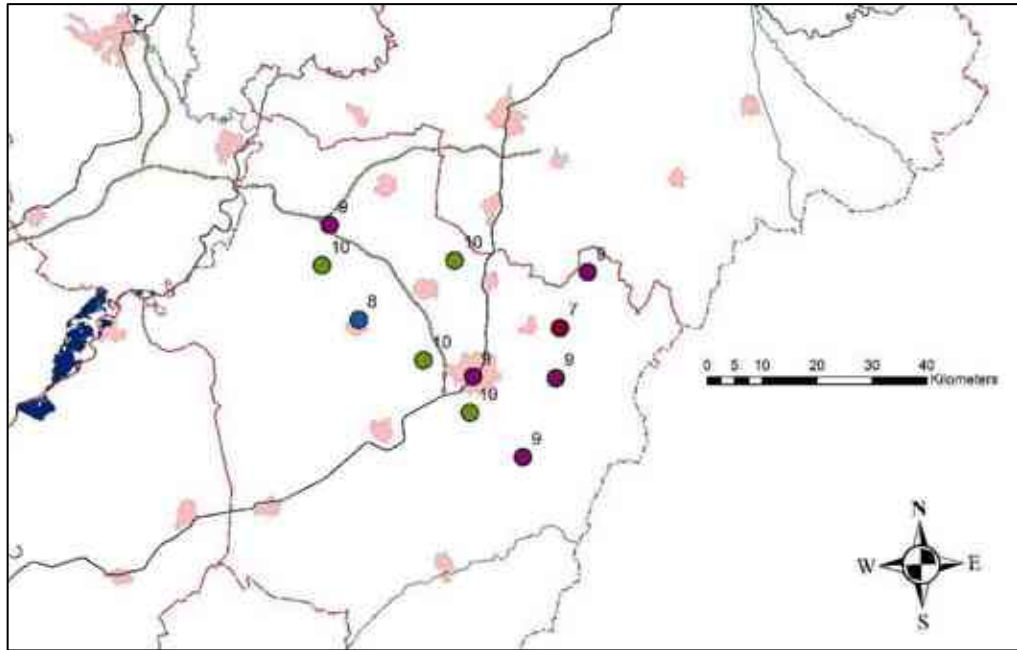
A vizsgálathoz első lépésben a keresztkorrelációs vizsgálatok kerültek elvégzésre. A 43. ábra keresztkorrelációs értékeinek az x tengely irányába tolódó aszimmetriája azt mutatja, hogy az input paraméter (csapadék) az, amely befolyásolja az output paramétert (talajvízszint), vagyis a pozitív x-érték azt mutatja, hogy a második paraméter ennyit késik az első paraméterhez képest. Mivel ilyen hatást vártunk, a bemeneti paramétereket jól

választottuk ki. Az ábrán leolvasható keresztkorrelációs értékek maximumainak az origótól való távolságai a késleltetési időkkel azonosak.

Az ábrán látható igen nagymértékű együttmozgás a vizsgálat felbontásának is betudható. Mivel havi értékeket használtunk, így a napi, esetleg heti ingadozásokat nem, csak a nagy volumenű havi változásokat vizsgáltam.



43. ábra: A keresztkorrelációs számítások eredményei (szerző saját szerkesztése)



44. ábra: A keresztkorrelációs vizsgálat eredménye térképen ábrázolva (a késleltetések hónapokban mutatva) (szerző saját szerkesztése)

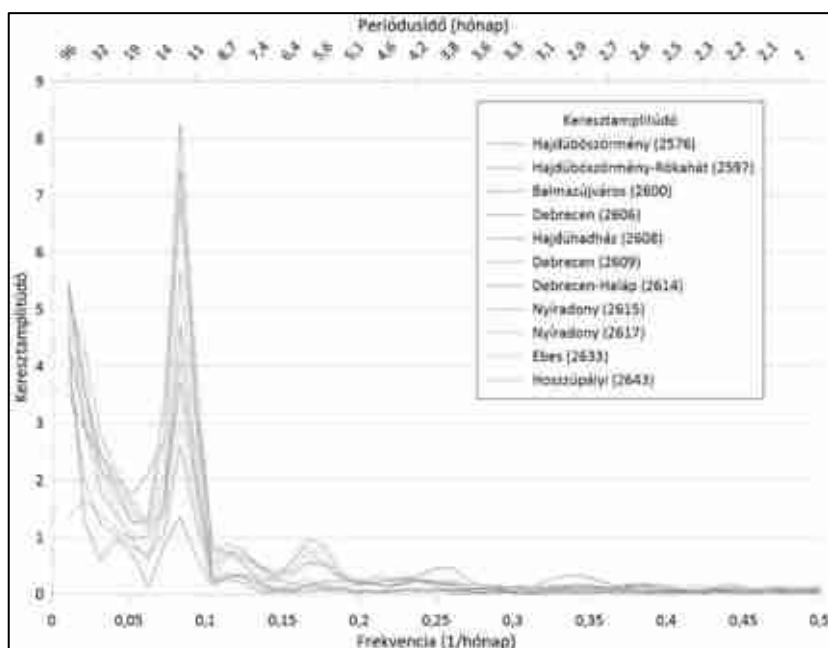
A keresztkorrelációs értékek közel azonos havi eltolást mutattak, azonban a területen viszonylag nagy szórás volt megfigyelhető, a kutankénti eltolásokat a 44. ábra mutatja hónapokban.

### 5.3.3 Kereszt amplitúdó függvények eredményei havi adatokkal

A 45. ábra látható kereszt amplitúdó függvényeket elemezve periódusidőket lehet megállapítani a mérőpontokra.

Az ábrán egyértelműen látható, hogy a legmarkánsabban a 12 hónapos (frekvencia =  $1/12$  hónap =  $0,083$  1/hónap), vagyis éves ciklus mutatható ki, amit számos más lokális maximum követ.





45. ábra: Az egyes mérőhelyek vízszint-csapadék kereszt amplitúdó függvényei (szerző saját szerkesztése)

A 9. táblázatban részletezett periódusidők alapján látható, hogy a kutak nagy részében jelentkezik egy 8 hónap körüli periodicitás is, valamint egy fél év körüli is. A kutak két harmadában egy 3-4 hónapos ciklust is sikerült kimutatni. A Debrecenben található két mérőponton az évesnél nagyobb periódusidőket is kimutattam.

A részletesebb vizsgálathoz a havi adatoknál jobb felbontású napi adatokkal kell számolni.

9. táblázat: A kiszámolt periódusok a vízszint-csapadék kereszt amplitúdó függvények alapján (szerző saját szerkesztése)

Kút No.	Periódusok (hónap)				
	12	8,72	6	4,3	
<b>Hosszúpályi (2643)</b>		12	8,72	6	4,3
<b>Ebes (2633)</b>		12	8,72	5,33	
<b>Nyíradony (2617)</b>		12	8,72	6	4
<b>Nyíradony (2615)</b>		12	8	5,05	
<b>Debrecen-Haláp (2614)</b>		12	8,72	6	
<b>Debrecen (2609)</b>	48	12	8	6	4,18
<b>Hajdúhadház (2608)</b>		12	8,72	5,64	
<b>Debrecen (2606)</b>	24	12	8,72		
<b>Balmazújváros (2600)</b>		12		6	3,84
<b>Hajdúböszörmény - Rókahát (2597)</b>		12	8,72	6	4,8
<b>Hajdúböszörmény (2576)</b>		12	8,72	5,05	4,18

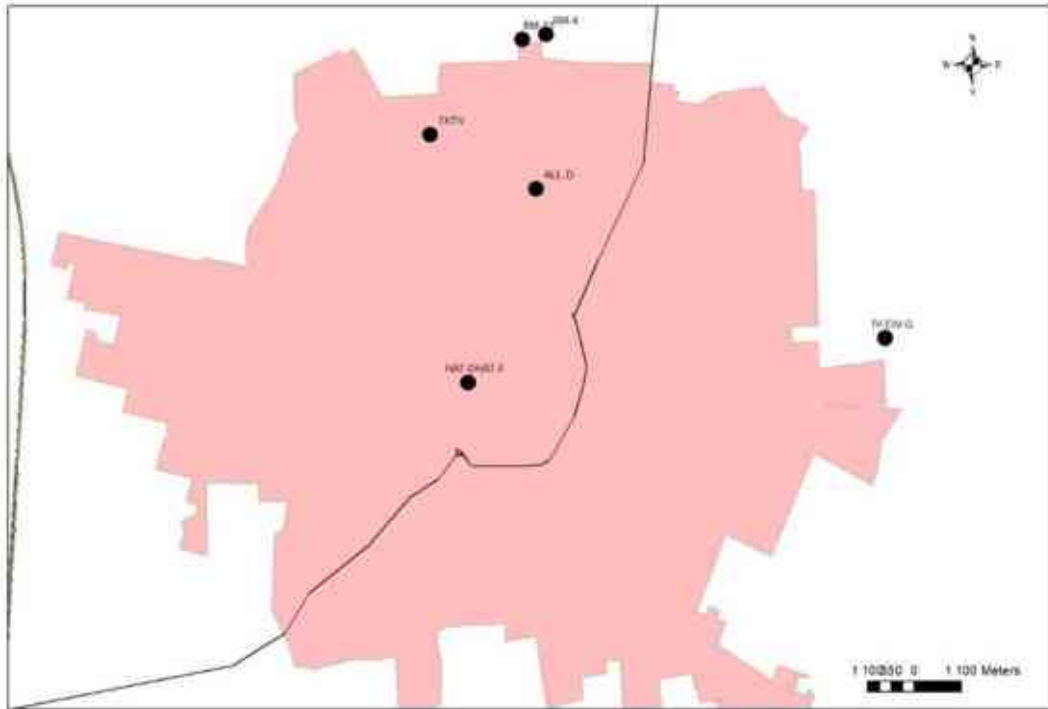
### 5.3.4 Keresztkorrelációs függvények eredményei napi adatokkal

A napi adatokkal történő vizsgálatok elvégzéséhez Debrecen területéről több talajvíz-monitoring kút adatsorát sikerült összehasonlítani. A vizsgálatokba bevont kutak helye a 46. ábra látható, míg főbb adatai a 10. táblázatban találhatóak.

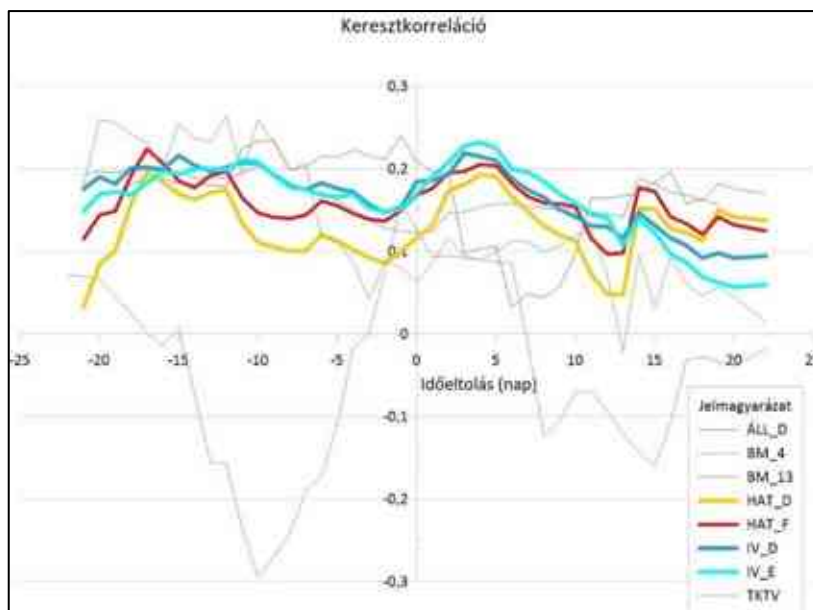
10. táblázat: A vizsgálatba bevont kutak alapadatai (Debrecen) (szerző saját szerkesztése)

Kút azonosító	EOV Y (m)	EOV X (m)	Magasság (mBf)	Talp (m)	Szűrőzés kezdete (m)	Szűrőzés vége (m)	Nyugalmi Tvsz (m)
<b>ALL-D</b>	844568,90	248451,54	124,45	15,00	10,00	12,50	-6,30
<b>HAT-D</b>	843767,30	246164,50	118,43	9,00	3,00	6,00	-2,90
<b>HAT-F</b>	843766,48	246166,45	118,42	28,00	18,00	22,00	-3,05
<b>BM-4</b>	844680,00	250266,00	124,46	60,00	55,50	59,50	-14,06
<b>BM-13</b>	844401,00	250211,00	126,82	38,00	35,50	37,50	-13,42
<b>IV-D</b>	848672,51	246696,16	119,62	10,00	5,00	8,00	-0,80
<b>IV-E</b>	848672,30	246693,16	119,64	30,00	22,00	26,00	-1,40
<b>TKTV</b>	843319,51	249088,92	127,86	24,00	14,00	23,00	-7,32

Az ÁLL-D, HAT-D, HAT-F, IV-D, IV-E kutakat a 2019.04.25 – 2019.08.16, a BM-4 kutat 2019.05.02 – 2019.08.28. a BM-13-t a 2019.05.16 – 2019.08.13. míg a TKTV kutat két időintervallumon is, a 2015.12.22 – 2016.05.03, és a 2019.05.07 – 2019.08.28. megvizsgáltam.



46. ábra: A napi adatokkal végzett keresztkorrelációs vizsgálatba bevont kutak helye Debrecenben (szerző saját szerkesztése)



47. ábra: A keresztkorrelációs számítás eredménye Debrecen területén, napi adatok alapján (szerző saját szerkesztése)

A 47. ábra látható, hogy a kutakban mért vízszint idősorok, valamint a csapadék kapcsolatát vizsgálva egyértelmű eredmény sok esetben nem mutatható ki. Azon kutak

esetében, ahol a kapcsolat vizsgálatánál egyértelmű maximumot sikerült kimutatni, ott 3-4 napos eltérés volt kiszámítható.

### 5.3.5 Kereszt amplitúdó függvények eredményei napi adatokkal

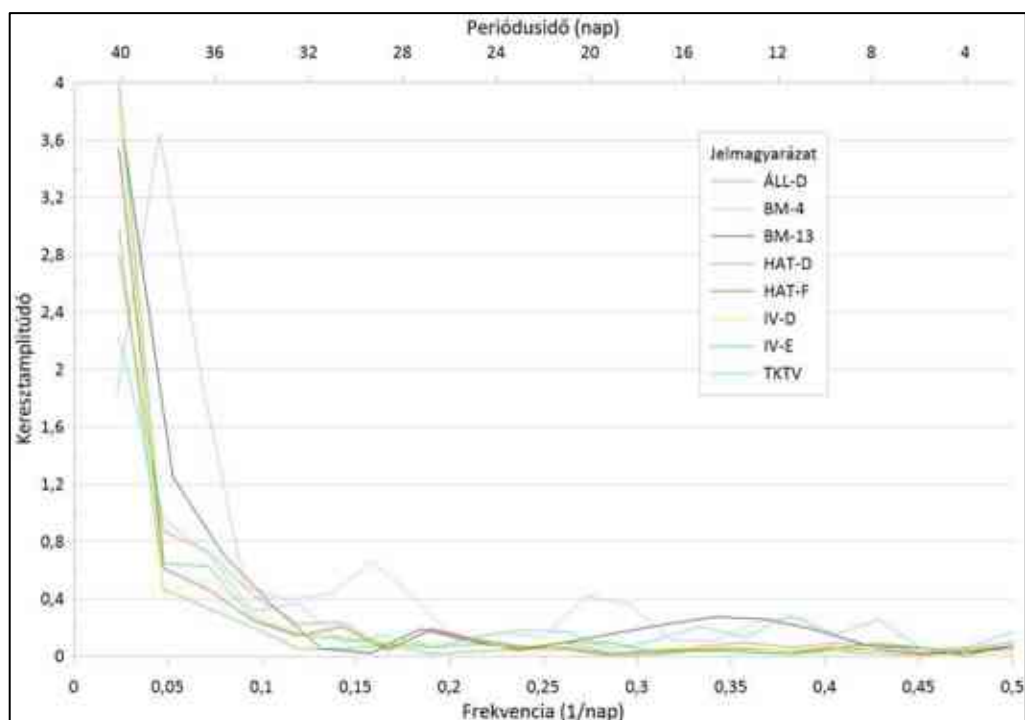
Az 48. ábrán látható kereszt amplitúdó függvényeket elemezve periódusidőket lehet megállapítani a mérőpontokra.

Az ábrán egyértelműen látható, hogy a legmarkánsabban a 7 napos, vagyis hetes, valamint egy 4,5 napos ciklus mutatható ki a csapadék és a talajvíz idősorokban, amit számos más lokális maximum követ.

11. táblázat: A számolt periódusok napi adatok alapján (Debrecen)  
(szerző saját szerkesztése)

KÚT	Periódusok (nap)				
ALL-D	6			3,8	3
HAT-D	7	5,25		3,81	
HAT-F	7	5,25			2,8
BM-4	6,28		4,4	3,66	2,58
BM-13		5,42			2,92
IV-D	14		4,66	3,5	
IV-E	14		4,66	3,5	3
TKTV	8,4	6	4,2	3	
TKTV-15	11,5		4,18	3,06	2,42

A 11 táblázatban részletezett periódusidők alapján látható, hogy a kutak nagy részében jelentkezik egy 5,2-4,6 nap körüli periodicitás is, valamint egy 2,5-3,5 nap körüli is. A kutak két harmadában a 4,5 napos ciklust is sikerült kimutatni. A párban lévő mérőpontok esetében a hasonlóságot a földrajz közelség adhatja.



48. ábra: Az egyes mérőhelyek vízszint-csapadék kereszt amplitúdó függvényei (szerző saját szerkesztése)

A korábban karsztos területeket vizsgáló szakirodalmak szerint amennyiben az amplitúdó függvény a 0,15 és 0,2 1/nap közötti frekvenciánál közel 0 értéket vesz fel, ott gyors áramlásról beszélhetünk (Padilla és Pulido-Bosch, 1995; Panagopoulos és Lambrakis, 2006). A jelen vizsgálatban használt porózus területekre mélyített többségében talajvízfigyelő kutak esetében ezek a IV- vízmű kutjai, a Hatvani úti kutak, valamint az állatkert területén elhelyezkedő kutakra igaz, viszont a többi igen magas lokális maximummal mutatkozik az intervallumban.

#### 5.4 Következtetések

Összességében a spektrális elemzés során a két Kelet-magyarországi talajvízes kútból 25, illetve 27 ciklust sikerült kimutatni, míg a Duna-Tisza közén találhatóiból mindössze 18-at.

Mind a három észlelési helyen (Debrecen, Nyírcsászári és Kocsér) az 1 év hosszúságú ciklus volt a legdominánsabb a talajvízszint havi mintavételezési közű változásának meghatározásában. E mögött a ciklus mögött – mivel mindhárom helyen jelentkezett – egyértelműen regionális hidrometeorológiai okok állnak. A 11-12 év hosszúságú ciklus

Debrecen és Nyírcsászári területén is a második legmeghatározóbb ciklus, viszont a földrajzilag távolabb lévő Kocsér területén ez csak mellékciklusként volt kimutatható. Arra utal, hogy a 11-12 éves ciklus mögött lokális (helyi) hatások állnak, amely hatások főleg Debrecen és Nyírcsászári körzetében érvényesülnek. Érdekes viszont, hogy a Debrecen és Kocsér területén harmadik legmeghatározóbb 15 év körüli ciklus a Nyírcsászári területén felvett regisztrátumból egyáltalán nem volt kimutatható.

Az 5.1-es fejezetben bemutatott korábbi kutatások eredményeivel összehasonlítva az 1 és 11-12 év körüli ciklust sikerült kimutatni a rendelkezésre álló adatokból. Ezen ciklusok mögött regionális okok állnak, több nemzetközi kutatás eredményeiben is szerepelnek ezen periódusok. Hazai kutatások sikeresen kimutatták a 3; 4 és 5 év körüli ciklusokat is több területről származó talajvízszint idősorokból, ezek mögött lokálisabb okok állhatnak.

Az éven belüli ciklikusság a kereszt-spektrális elemzésből kerültek kimutatásra az időeltolódások periodicitásában. Ezek alapján az éves, féléves ciklus mellett egy 8,7 hónapos és több helyen egy 4 hónapos periódust sikerült kimutatni a Nyírség, és a Hajdúság területén.

A csapadék és talajvíz kapcsolatának számszerűsítését kereszt-korrelációs vizsgálatokkal elemeztem.

12. táblázat: A késleltetési idők a vízszint-csapadék kereszt-korrelációja alapján a talajfelszín és az átlagos vízszint összehasonlításában. (szerző saját szerkesztése)

Kút	késleltetési idő (hónap)	Perem (mBf)	Átlagos vízszint (cm perem alatt)	Átlagos vízszint (mBf)
<b>Hajdúböszörmény (2576)</b>	9	92,25	352,24	88,73
<b>Hajdúböszörmény - Rókahát (2597)</b>	10	91,28	285,08	88,43
<b>Balmazújváros (2600)</b>	8	90,80	151,10	89,29
<b>Debrecen (2606)</b>	10	126,80	651,74	120,28
<b>Hajdúhadház (2608)</b>	10	130,73	300,20	127,73
<b>Debrecen (2609)</b>	9	116,25	286,45	113,39
<b>Debrecen-Haláp (2614)</b>	9	125,14	238,47	122,76
<b>Nyíradony (2615)</b>	7	138,02	274,18	135,28
<b>Nyíradony (2617)</b>	9	154,66	288,30	151,78
<b>Ebes (2633)</b>	10	103,56	437,93	99,18
<b>Hosszúpályi (2643)</b>	9	104,89	223,80	102,65

Amennyiben együtt vizsgáljuk a kapott késleltetési időket az elhelyezkedésükkel (44. ábra), rendszert nem lehet találni benne, így a korreláció eszköztárát használtam, hogy ha van valamilyen kimutatható kapcsolat, azt felderítsem. Az átlagos vízmélységgel kapcsolat nem mutatható ki, azonban a földrajzi elhelyezkedés (koordináta), a kút peremének tengerszint feletti magassága már 0,51-es korrelációval mutatott kapcsolatot a késleltetési idővel, így elmondható, hogy a késleltetést befolyásolja a kút tengerszint feletti magassága. A térkép alapján látható, hogy az ismertén különböző geológiai felépítésű Hajdúság és Nyírség rétegtani különbözősége nem befolyásolja a késleltetés idejét. A 43. ábra látható, hogy a keresztkorrelációban is észrevehető az erős periodicitás, az éves ciklus ebben is kimutatható.

Az eredmények hasonlóságot mutatnak Ubell (1953) megállapításával, valamint a Szabó Gy. (1960) által pesti talajvízfigyelő kutakban kimutatott több hónapnyi eltolódással. Ezek alapján az általam vizsgált mélységben sikeresen kimutatott egy 7-8 hónap körüli eltolás valós kapcsolatot mutat a vizsgált területen.

A napi adatok vizsgálatánál kevésbé egyértelmű megoldás született. Ennek oka, hogy a kutak mind Debrecen belterületén, vagy annak közvetlen környezetében helyezkednek el, ahol több különböző mélységre fúrt kutakkal számos réteget megcsapolnak.

A kutak helye alapján elmondható, hogy az ÁLL-D, BM-4, BM-13 a Debreceni Vízmű II. telepének területén vagy közvetlen szomszédságában található, míg a IV-D, IV-E kutak a IV-es vízmű megfigyelő kutjai. A két vízmű telep különbözősége, hogy a víztermelő kutak szűrői és talpa magasabban helyezkednek el a II. vízmű esetében, mint a IV. vízmű kutjai.

Korábbi vizsgálatok is kimutatták, hogy míg a II. vízmű kutjaiban fiatalabb víz található, tehát könnyebben kommunikál a talajvízes rendszerekkel (a fentebbi rétegekből átszivárgás figyelhető meg) (Marton, 2009a), addig a IV. vízmű mélyebb kutjaiban már régebbi vizeket találhatunk. A vízkorok vizsgálatának adatai szerint a pleisztocén rétegekben a két vízműtelep között több ezer év korkülönbség is kimutatható (Marton, 2000). A debreceni Nagyerdőben történt talajvízszint csökkenés vizsgálatokor is kimutatták a kapcsolatokat a vízmű kutjai, valamint a talajvízes kutak között (Marton és Szanyi, 2000; Marton, 2009b).

Ezek alapján a Hatvan utcában lévő HAT-D, HAT-F, valamint a IV. vízmű D, E megfigyelőkútjainak eredménye egyértelmű.

Ezekből látható, hogy 3-4 napos késleltetés mutatható ki a csapadék és talajvízszint keresztkorrelációjában. A napi adatsorok spektrális elemzése alapján számos periódust definiáltam Debrecen területére.

Összefoglalva, a csapadékösszegek és a talajvízszint idősorok komplex elemzésével számos ismert kapcsolatot sikerült számszerűsíteni, több hasonló periódus idejű ciklust sikerült kimutatni mindkét adatkészletből, ezzel is mutatva a direkt kapcsolatot a víz körforgásán belül. Sikeresen kiszámítottam a kapcsolatok késleltetési idejét is a Hajdúság, Nyírség, valamint Debrecen közelében havi, valamint napi adatokból. Ez alapján havi értékek esetében egy 7-8 hónapos, míg napi értékek esetében egy gyorsabb, 3-4 napos kapcsolat mutatható ki a területen.

Az eredmények alapján az alábbi téziseket fogalmaztam meg:

**7. tézis:** A Duna-Tisza köze, Hajdúság, valamint a Nyírség kiválasztott talajvízfigyelő kutjainak havi átlagos vízszint adataiból, valamint a hozzájuk kapcsolódó havi csapadékösszegek idősorából spektrális elemzéssel több hasonlóságot kimutattam a ciklikus jelenségek terén. Mind a három területről kiválasztott idősorban megtalálható az 1, 11-12, 5-5,5, valamint két mintaterületen a 3,7 éves ciklus. Mind a talajvíz, mind a csapadékatok periodicitás-vizsgálatában azonosítottam 1, 4,9-5; 2,38-2,39; 3,67, valamint egy 12-13 év hosszúságú ciklust, ami mögött az évszakok változása, a napfolttevékenység hatása, valamint globális klímajelenségek állnak. Ez megerősíti, hogy a talajvízre történő hatások erőteljesen függenek a lehullott csapadék mennyiségétől.

**8. tézis:** A Hajdúság területén mért csapadék és vízszint idősorokon végzett kereszt korrelációs és kereszt spektrális vizsgálatok alapján késleltetési időket és periódusokat állapítottam meg az egyes mérőhelyekre. Havi adatok alapján átlagosan 8-10 hónapos nagy léptékű késleltetés mutatható ki a csapadék és a talajvíz kapcsolatában, ami hónapokban kifejezett integráló hatásnak tekinthető. Napi adatok felhasználásával Debrecen közvetlen területére 3-4 napos késleltetési idő került kiszámításra, ami a konkrét fizikai kapcsolat a két paraméter között.



## 6. Tézisek

**1. tézis:** Hosszú idejű hidrometeorológiai adatok elemzéséhez komplex módszeregyüttest dolgoztam ki, amely alkalmas az adatsorok determinisztikus és sztochasztikus jellegének meghatározására, valamint eredményesen alkalmazható középtávú (5-10 év) előrejelzések készítésére. A módszeregyüttesnek része a diszkrét Fourier-transzformáción alapuló spektrális elemzés, a kapott ciklusokból készített előrejelzési módszer, valamint a kapott ciklusokon végzett wavelet-elemzés.

**2. tézis:** A ország területének négy – különböző hazai klimatikus viszonyokat reprezentáló – meteorológiai állomásán (Szombathely, Pécs, Budapest és Debrecen) mért 110 év hosszúságú éves és havi csapadékösszeg idősorokból spektrális elemzéssel kimutattam 13 közös ciklust a csapadék alakulásának időbeliségében. A ciklusok 0,4 éves; 0,5 éves; 1 éves; 1,14 éves; 1,2 éves; 2,75 éves 3 éves; 3,5 éves; 4,5 éves; 5 éves; 6,2 éves; 7,6 éves és 12-13 éves periódus idejűek, melyek mögött globális és regionális klímajelenségek állnak. Mindemelett a mérési pontok adatsorában további lokális ciklusokat határoztam meg.

**3. tézis:** Wavelet elemzés segítségével Debrecen csapadék idősorában talált periódusok időbeli függését vizsgálva megállapítottam, hogy az 1900-2010 közötti időszakban mikor voltak a determinisztikus, valamint a sztochasztikus komponensek erőteljesebbek. Az eredmények alapján megállapítottam, hogy az 1920-30, valamint 1960-70-es évtizedekben a determinisztikus hatások a számottevőbbek. Az eredményeknek köszönhetően kijelenthető, hogy már korábban is, a 20. században váltakozva fordultak elő olyan időszakok, amikor a determinisztikus hatások dominánsabbak voltak, és olyanok amikor a sztochasztikus hatások erőteljesebben érvényesültek, amit a számítások során meghatározott korrelációs értékek bizonyítanak.

**4. tézis:** A 110 éves csapadékidősor spektrális elemzésével kapott ciklusok alapján a Debrecenben mért adatok használatával középtávú előrejelzést készítettem a mintaterületre több scenárió alapján 2030-ig. A 10 domináns periódus felhasználásával készült becslés 0,68, míg a 18 ciklussal 0,73 korrelációs együttható értéket adott az eredeti mért csapadékkal összehasonlítva. A becslés a 2010-2020 közötti időszakban validálásra került, 0,65 valamint 0,53 korrelációs együttható értékekkel. Az elemzés lehetővé teszi az éves csapadéértékek középtávú előrejelzését.

**5. tézis:** A csapadékadatok és klímaindexek keresztkorrelációs és kereszt spektrális elemzése alapján kimutattam, hogy bizonyos globális klímajelenségek (AO, AMO és NAO) esetén egyértelmű lineáris kapcsolat mutatható ki a klímaoscillációk és a Kárpát-medencei csapadék között.

**6. tézis:** Bebizonyítottam, hogy a Hajdúság, valamint a Nyírség területéről származó sekély talajvizes kutak sporadikus idősorai dinamikus jellemzők alapján csoportosíthatóak, idősoros elemzés és neurális háló segítségével. Egy adott területen a kútcsoportok mélységhatárai definiálhatóak. Így amennyiben a dinamikus jellemzői alapján akarjuk csoportosítani a kutakat, akkor a vizsgált területen a talajvíz átlagos mélysége jó előre jelezhető. Az így képzett klaszterek alkalmasak további elemzésekre.

**7. tézis:** A Duna-Tisza köze, Hajdúság, valamint a Nyírség kiválasztott talajvízfigyelő kutjainak havi átlagos vízszint adataiból, valamint a hozzájuk kapcsolódó havi csapadékösszegek idősorából spektrális elemzéssel több hasonlóságot kimutattam a ciklikus jelenségek terén. Mind a három területről kiválasztott idősorban megtalálható az 1, 11-12, 5-5,5, valamint két mintaterületen a 3,7 éves ciklus. Mind a talajvíz, mind a csapadékadatok periodicitás-vizsgálatában azonosítottam 1, 4,9-5; 2,38-2,39; 3,67, valamint egy 12-13 év hosszúságú ciklust, ami mögött az évszakok változása, a napfolttevékenység hatása, valamint globális klímajelenségek állnak. Ez megerősíti, hogy a talajvízre történő hatások erőteljesen függenek a lehullott csapadék mennyiségétől.

**8. tézis:** A Hajdúság területén mért csapadék és vízszint idősorokon végzett kereszt korrelációs és kereszt spektrális vizsgálatok alapján késleltetési időket és periódusokat állapítottam meg az egyes mérőhelyekre. Havi adatok alapján átlagosan 8-10 hónapos nagy léptékű késleltetés mutatható ki a csapadék és a talajvíz kapcsolatában, ami hónapokban kifejezett integráló hatásnak tekinthető. Napi adatok felhasználásával Debrecen közvetlen területére 3-4 napos késleltetési idő került kiszámításra, ami a konkrét fizikai kapcsolat a két paraméter között.

## 7. Összefoglalás

A dolgozat célja a magyarországi csapadékösszegek és talajvízszintek komplex elemzése volt, különös tekintettel a Hajdúság, Nyírség területére. A dolgozatban diszkrét Fourier-transzformáción alapuló spektrális elemzéssel, wavelet elemzéssel, keresztkorrelációs és kereszt-spektrális elemzéssel vizsgáltam a csapadék és a talajvízszint adatokat, valamint klaszterelemzéssel tovább vizsgáltam a rendelkezésre álló talajvízszint idősorokat.

Első lépésként az OMSZ elérhető adatbázisából származó 4 nagyváros hosszú idejű éves, havi és napi csapadékösszegeit elemeztem. Az éves adatok felhasználásával az 1900-2010 időszakra vizsgálva periódusokat sikerült definiálnom az egyébként sztochasztikusnak tekintett csapadékesemények idősoraiban. Számos lokális ciklus kiszámítása után a kapott eredményeket együtt elemezve a Kárpát-medencére vonatkoztatva 7 közös ciklust sikerült azonosítani. A havi adatok felhasználásával számos új periódusidővel rendelkező ciklust mutattam ki, továbbá a közös periódusok is 13-ra növekedtek, ezek a 0,4-0,5 éves; 1 éves; 1,14-1,2 éves, 2,75 éves 3 éves; 3,5 éves; 4,5 éves; 5 éves; 6,2 éves; 7,6 éves és 12-13 éves periódus idejűek. Ezek a ciklusok mind a négy vizsgált mérőállomás adatsoraiból kimutathatóak voltak, így mögöttük regionális léptékű okok állnak.

Fókuszálva a kutatást Debrecen környezetére, wavelet-elemzés segítségével megvizsgáltam a csapadékidősorok időbeli függését. Az 1900-2010-es időszakon belül vizsgálataim alapján a determinisztikus hatások számottevőbbek voltak az 1920-30, valamint az 1960-70-es évtizedekben. Az eredmények alapján látható, hogy a 20. században váltakozva fordultak elő olyan időszakok, amikor a determinisztikus hatások dominánsabbak voltak, és olyanok, amikor a sztochasztikus hatások érvényesültek.

Tovább elemezve Debrecen mérőállomásáról származó adatokat, a kiszámított fő és mellékciklusok segítségével előrejelzéseket készítettem a területre 2030-ig, amely a rendelkezésre álló mérési adatok alapján validálásra került a 2010-2020 időszakra. Az eredmények alapján a megfelelő számú ciklusszám felhasználásával a csapadékösszegek várható alakulását elfogadható megbízhatósággal lehet becsülni.

A csapadékösszegekben található ciklikus komponensek okait is több helyről igyekeztem definiálni, többek között a globális klímaoscillációk és jelenségek hatásait vizsgáltam az elérhető adatkészleten. Ezek alapján az AO (Sarki Oszcilláció), AMO (Atlanti

Multidekadális Oszcilláció) valamint a NAO (Észak-atlanti Oszcilláció) esetében egyértelmű lineáris kapcsolat került meghatározásra keresztkorrelációs módszerrel, valamint a kapcsolatban rejlő periodikus komponensek is felkutatásra kerültek keresztspektrális elemzés segítségével. Az eredmények alapján a fent említett klímajelenségek azonnali hatással vannak a magyarországi csapadékeseményekre, a hatásokban számos közös ciklus került azonosításra.

A csapadékesemények, valamint a talajvízes rétegek közötti kapcsolat régóta ismert, azonban spektrális elemzéssel, valamint keresztkorrelációs és keresztspektrális vizsgálatokkal a fontos információkat tartalmazó kapcsolat a Hajdúság és Nyírség területén számszerűsítésre került. A spektrális elemzés alapján kiválasztott idősorokban megtalálható az 1; 11-12; 5-5,5 valamint a 3,7 éves ciklus. Összevetve az azonos időszakba eső csapadékadatokkal kiszámítottam 1; 4,9-5; 2,38-2,39; 3,67 valamint egy 12-13 év hosszúságú ciklust. Ez megerősíti, hogy a talajvízre történő hatások erőteljesen függenek a lehullott csapadék mennyiségétől. A hasonló ciklusok közötti kapcsolat jobb megismeréséhez keresztkorrelációs vizsgálatokat végeztem a havi és napi csapadékösszegek és talajvízszintek idősorain. Az eredmények alapján a vizsgált kutak esetében egy 8-10 hónapos késleltetés volt kimutatható. A keresztspektrális elemzés alapján ebben a kapcsolatban az éves és a 8 hónapos ciklust sikerült kimutatni. A kapcsolat pontosításához napi adatokat is felhasználtam, amelyek több időszakban kerültek mérésre Debrecen belterületén. Az elvégzett számítások alapján sikerült kimutatni egy rövidebb, 3-4 napos késleltetési időt. Az együtt mozgásban 5,2-4,6 nap, 2,5-3,5 nap, valamint a kutak két harmadában a 4,5 napos ciklikusság is megtalálható.

Végezetül a Hajdúság és Nyírség területéről származó különböző időskálán mért erősen hiányos talajvízszint idősorok csoportosíthatóságát vizsgáltam. Idősoros elemzéssel, valamint neurális háló alkalmazásával, a kutak dinamikus jellemzői alapján 3 csoportot sikerült kialakítani a klaszterelemzés során. A két módszerrel kapott klaszterek nagy hasonlóságot mutatnak egymással, a kapott csoportok között a talajvízszint átlagmélysége adott különbséget.

A kapott eredmények alapján a csapadékösszegek és a sekély talajvízszintek jobban megismerhetővé váltak. Számos esetben sikerült determinisztikus és sztochasztikus tulajdonságot kimutatni az idősorokban. Továbbá a lehullott csapadék és vízszint közötti kapcsolatot is számszerűsítettem a Hajdúság, Nyírség területén.

## 8. Summary

The aim of the thesis was a complex analysis of the precipitation amounts and groundwater levels in Hungary, with regard to the areas of Hajdúság and Nyírség. In the thesis, I analyzed the precipitation and groundwater level data using spectral analysis based on discrete Fourier transformation, wavelet analysis, cross-correlation and cross-spectral analysis, and further investigated the available groundwater level time series using cluster analysis.

As a first step, I analyzed the long-term annual, monthly, and daily rainfall amounts of 4 cities from the available database of the HMS. By examining the period 1900-2010 using the annual data, I managed to define periods in the time series of precipitation events, which are otherwise considered stochastic. After calculating several local cycles, analyzing the obtained results together, it was possible to identify 7 common cycles for the Carpathian basin. Using the monthly data, many cycles with new period times were detected, and the common periods also increased to 13, these are 0.4-0.5 years; 1 year old; 1.14-1.2 years, 2.75 years 3 years; 3.5 years old; 4.5 years old; 5 years old; 6.2 years old; 7.6 years and 12-13 years. These cycles could be detected from the data series of all four investigated measuring stations, so there may be regional reasons behind them.

Focusing the research on the surroundings of Debrecen, I examined the temporal dependence of rainfall time series using wavelet analysis. Based on my investigations within the period 1900-2010, the deterministic effects were more significant in the decades 1920-30 and 1960-70. Based on the results, in the 20th century there were alternating periods when deterministic effects were more dominant and periods when stochastic effects prevailed.

Further analyzing the data from the Debrecen measuring station, I made forecasts for the area until 2030 with the help of the calculated main and secondary cycles. The forecasts were validated for the period 2010-2020 based on the available measurement data. Based on the results, by using the appropriate number of cycles, the expected amount of precipitation amounts can be estimated with acceptable reliability.

I also tried to define the causes of the cyclical components in the precipitation data from several sources, among other things. I examined the effects of global climate oscillations and phenomenas on the available data set. Based on these, a clear linear relationship was

calculated for the AO (Arctic Oscillation), AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation) and NAO (North Atlantic Oscillation) using the cross-correlation method, and the periodic components inherent in the relationship were also searched using cross-spectral analysis. Based on the results, the above-mentioned climate phenomena have an immediate impact on precipitation events in Hungary, also several common cycles were calculated.

The relationship between precipitation events and groundwater layers has been known for a long time, but in this Thesis the relationship containing important information has been quantified in the Hajdúság and Nyírség areas with spectral analysis and cross-correlation and cross-spectral methods. The 1, 11-12, 5-5.5, and 3.7-year cycle can be found in the selected time series, based on the spectral analysis. Comparing with the amount of precipitation, I defined the 1, 4.9-5, 2.38-2.39, 3.67, and a 12-13 year cycle. This confirms that the effects on groundwater strongly depend on the amount of precipitation.

In order to better understand the similar cyclical property, I performed cross-correlation tests on the time series of monthly and daily precipitation amounts and groundwater levels. Based on the results, a delay of 8-10 months was detected in the case of the examined wells. Based on the cross-spectral analysis, the annual and 8-month cycles were detected in this relationship. To clarify the relationship, I also used daily data, measured on several time scales inside the city of Debrecen. Based on the calculations, I managed to show a shorter delay time of 3-4 days, in which I also managed to show a cyclicity of 5.2-4.6 days, 2.5-3.5 days, and 4.5 days in two thirds of the wells.

Finally, I examined the ability to group of highly incomplete groundwater level time series measured on different time scales from the Hajdúság and Nyírség areas. With time series analysis and the use of neural networks, based on the dynamic characteristics of the wells, 3 groups were formed during the cluster analysis. The clusters obtained by the two methods are very similar to each other, the difference between the obtained groups is based on the average depth of the shallow groundwater.

Based on the results obtained, precipitation amounts, and shallow ground water levels became better known. In several cases, it was possible to show a deterministic and stochastic property in the time series. Furthermore, the relationship between the precipitation and the water level was also quantified in the area of Hajdúság, Nyírség

## 9. Köszönetnyilvánítás

Hatalmas köszönettel tartozom témavezetőimnek, Prof. Dr. Szűcs Péternek és Dr. Turai Endrének a kitartó támogatásért és szakmai segítségért, a Víz- és Környezetgazdálkodás Intézet minden munkatársának, akik éveken keresztül támogattak mind szakmailag, mind pedig barátilag. Köszönöm a családomnak a türelmet és támogatást.

## 10. Irodalomjegyzék

- Abbott C.G. (1939): Solar Variation and the Weather. *Nature*. 143, 705–709.
- Acworth R.I., Rau Gabriel C., McCallum A.M., Andersen M.S. és Cuthbert, M.O. (2015): Understanding connected surface-water/groundwater systems using Fourier analysis of daily and sub-daily head fluctuations. *Hydrogeology Journal*. 23, 143-159.
- Adkins N.R. (2018): The Influence of Northern Hemisphere Teleconnections on the Geography of Pacific Tropical Cyclone Genesis. (Marshall University, Huntington, WV, USA 2018)
- Afzal M., Gagnon A.S. és Mansell M.G. (2015): Changes in the variability and periodicity of precipitation in Scotland. *Theoretical and Applied Climatology*. 119, 125-159.
- Akaike H. (1973): Information theory and an extension of the maximum likelihood principle. in: Kotz S. és Johnson N. L. (szerk.) (1992): *Breakthroughs in Statistics*, vol. I. (Springer-Verlag, NY, 1992) pp. 610–624.
- Allan A.M. és Hostetler S.W. (2014): Analysis of the present and future winter Pacific-North American teleconnection in the ECHAM5 global and RegCM3 regional climate models. *Climate Dynamics*. 42, 1671-1682.
- Almedeij J. és Al-Ruwaih F. (2006): Periodic behavior of groundwater level fluctuations in residential areas. *Journal of Hydrology*. 328, 677-684.
- Bartholy J., Pongrácz R. és Gelybó G. (2008): Milyen mértékű éghajlatváltozás várható a Kárpát-medencében. *Légtér*. 53(2), 19-23.
- Bates B., Kundzewicz W.Z., Wu S. és Paulutikof J. (2008): *Climate Change and Water*, IPCC Technical Paper VI. (Intergovernmental Panel on Climate Change, Switzerland, 2008)
- Bath M. (1974): *Spectral Analysis in Geophysics*. (Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam - Oxford - New York, 1974)
- Behnia N. és Rezaeian F. (2015): Coupling Wavelet Transform with Time Series Models to Estimate Groundwater Level. *Arabian Journal of Geosciences*. 8(10), 8441-8447.
- Blöschl G., Bierkens M., Chambel A., Cudennec C., Destouni G., Fiori A., Kirchner J., McDonnell J., Savenije H., Sivapalan M., Stumpff C., Toth E., Volpi E., Carr G., Lupton C., Salinas J., Széles B., Viglione A., Aksoy H. és Zhang Y. (2019): Twenty-three Unsolved Problems in Hydrology (UPH) – a community perspective. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*. 64(10), 1141-1158.
- Borbás E., Márkus L., Darougi A. és Kovács J., (2021): Characterization of karstic aquifer complexity using fractal dimensions. *GEM - International Journal on Geomathematics*. 12, 4.
- Borsy Z. (1961): *A Nyírség természeti földrajza*. (Akadémiai Kiadó, Budapest, 1961)



- Borsy Z. (1989): A domborzat kialakulása és mai képe. In: Magyarország tájféldrajza 2. kötet: A Tiszai Alföld. (Akadémiai Kiadó, Budapest, 1989)
- Bracewell R.N. (1978): The Fourier Transform and its Applications. (McGraw - Hill Book Co., Oxford, 1978)
- Burroughs W.J. (1992): Weather Cycles: Real Or Imaginary?. 1 kiadás. (Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1992)
- Candy V.J. (1985): Signal Processing - The Model-Based Approach. (McGraw-Hill Book Company, New York, USA, 1985)
- CEPB. (1925): Periodicity in Weather and Solar Phenomena. Nature. 115, 853-854.
- Chen S., Wu R., Chen W. és Yu B. (2020): Recent weakening of the of the linkage between the spring Arctic Oscillation and the following winter El Nino-Southern Oscillation. Climate Dynamics. 54, 53-67.
- Csiki G. (1971): Földtani szelvény a magyar medencén keresztül Algyótól Csapig. Kézirat
- Csima G., Horányi A., Krüzsely I., Szabó P., Szépszó G., Bartholy J., Pieczka I., Pongrácz R. és Torma Cs. (2010): Összefoglaló Magyarország éghajlatának várható alakulásáról. Készült az Országos Meteorológiai Szolgálat és az ELTE Meteorológiai Tanszék regionális klímamodell eredményeinek együttes elemzése alapján. (OMSZ, Budapest, 2010)
- Darabos E. (2017): Vízkészlet számítás és idősorok elemzése karsztosodottsági jellemzők meghatározása céljából a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer adatai alapján. PhD dolgozat. (Miskolci Egyetem, Miskolc, 2017)
- Darabos E., Miklós R., Tóth M. és Lénárt, L. (2018): A BKÉR adatainak felhasználása a karsztkutatásban. Műszaki Földtudományi Közlemények. 86(3), 66-78.
- De Jongh I.L.M., Verhoest N.E.C. és De Torch F.P. (2006): Analysis Of A 105-year time series of precipitation observed at Uccle, Belgium. International Journal of Climatology. 26(14), 2023-2039.
- Del Genfo A.D., Lacis A.A. és Ruedy R.A. (1991): Simulations of the effect of a warmer climate on atmospheric humidity. Nature. 351, 382-385.
- Demeter G., Püspöki Z., Lazányi J. és Buday T. (2010): Szekvencia-sztratigráfiai alapú földtani kutatás Nyíregyháza-Szatmárnémeti térségében. (Dominium Könyvkiadó, Debrecen, 2010)
- Demeter G., Tóthné Makk Á., Buday T. és Püspöki Z. (2012): A nyírségi pleisztocén hordalékkúp fejlődéstörténetének rekonstrukciója. in: Geográfia a Kultúra Fővárosában. Geographia Pannonica Nova, I. (13). (Publikon Kiadó, Pécs) 249-262.
- Dijkstra H.A., Raa L.T., Schmiets M. és Gerrits J. (2006): On the Physics of the Atlantic Multidecadal Oscillation. Ocean Dynamics. 56, 36-50.

Dolado J.J., Jenkinson T. és Sosvilla-Rivero S. (1990): Cointegration and Unit Roots. *Journal of Economic Surveys*. 4(3), 249-273.

Domonkos P. (2003): Recent Precipitation Trends in Hungary in the Context of Larger Scale Climatic Changes. *Natural Hazards*. 29, 255-271.

Dong L., Qiang F., Yongsheng M. és Aihua S. (2008): Annual Precipitation Series Wavelet Analysis of Well-Irrigation Area in Sanjiang Plain. *International Conference on Computer and Computing Technologies in Agriculture, Computer and Computing Technologies in Agriculture*. II(1), 563-572.

Dövényi Z. (2010): Magyarország kistájainak katasztere. (MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, 2010)

Dvoryaninov G.S., Kubryakov A.A., Sizov A.A., Stanichny S.V. és Shapiro N.B. (2016): The North Atlantic Oscillation: A Dominant Factor in Variations of Oceanic Circulation Systems of the Atlantic Ocean. *Doklady Earth Sciences*. 466(1), 100–104.

Emery B.A., Richardson I.G., Evans D.S., Rich F.J. és Wilson G.R. (2011): Solar Rotational Periodicities and the Semiannual Variation in the Solar Wind, Radiation Belt, and Aurora. *Solar Physics*. 274, 399-425.

Enders W. (2014): *Applied Econometric Time Series*. (Wiley, New York, 2014)

Enfield D., Mestas-Nunez A. és Trimble P. (2001): The Atlantic multi-decadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US. *Geophysical Research Letters*. 28(10), 2077-2080.

Erdélyi M. (1960): A Hajdúság vízföldtana. *Hidrológiai Közlöny*. 40(2), 90-105.

Erdélyi M. (1975): A Magyar medence hidrodinamikája. *Hidrológiai Közlöny*. 55(4), 147-156.

Fan J.H., Liu Q., Zhang Y., Cheng G.W., Fan X.D. és Lu W.M. (2005): Dynamic Variations nad Influencing Factors of Groundwater Levels in Lhasa City. *Wuhan University Journal of Natural Sciences*. 10(4), 665-673.

Fehér Z., Rakonczai J. (2019): Analysing the sensitivity of Hungarian landscapes based on climate change induced shallow groundwater fluctuation, *Hungarian Geographical bulletin*. 68(4), 355-372.

Folland C., Colman A., Rowell D. és Davey M. (2001): Predictability of northeast Brazil rainfall and real-time forecast skill 1987-98. *Journal of Climate*. 14(9), 1937-1958.

Gajic-Capka M. (1992): Stationarity, Trend and Periodicity of Precipitation at the Zagreb-Gric Observatory from 1862 to 1990. *Hrvatski meteoroloski casopis*. 27, 1-10.

Gajic-Capka M. (1994): Periodicity of annual precipitation in different climate regions of Croatia. *Theoretical and Applied Climatology*. 49, 213-216.

- Garamhegyi T., Kovács J., Pongrácz R., Tanos P. és Hatvani I.G. (2017): Investigation of the climate-driven periodicity of shallow groundwater level fluctuations in a Central-Eastern European agricultural region. *Hydrogeology Journal*. September, 1-12.
- Garamhegyi T., Hatvani I.G., Szalai J. és Kovács J. (2020): Delineation of Hydraulic Flow Regime Areas Based on the Statistical Analysis of Semicentennial Shallow Groundwater Table Time Series. *Water*. 12(3), 828.
- Gleeson T., Befuss K.M., Jasechko S., Luijendijk E. és Cardenas M.B. (2016): The global volume and distribution of modern groundwater. *Nature Geoscience*. 9(2), 161-167.
- Gunawardhana L.N. és Kazama S. (2012): Statistical and numerical analyses of the influence of climate variability on aquifer water levels and groundwater temperatures: The impacts of climate change on aquifer thermal regimes. *Global and Planetary Change*. 86-87, 66-78.
- Halász B. (1975): A rétegzett hidrogeológiai rendszerek sajátosságai. *Hidrologiai Közlöny*. 55(11), 505-507.
- Han J.C., Huang Y., Li Z., Zhao C. és Cheng G. (2016): Groundwater level prediction using SOM-aided stepwise cluster inference model. *Journal of Environmental Management*. 182, 308-321.
- Hastenrath S.L. (1968): Fourier analysis of Central American Rainfall. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*. 16(1), 81-94.
- Hathaway D.H. (2010): The Solar Cycle. *Living Reviews in Solar Physics*. 7(1), 1-65.
- Horányi A. (2008): Regionális klímamodellek és eredményeik alkalmazhatósága c. előadás. <https://www.met.hu/doc/tevekenyseg/klimamodellezes/Corvinus-2008.09.26.pdf>, letöltés időpontja: 2019.06.06.
- Horányi A., Krüzselyi I., Szabó P. és Széspó G. (2010): Országos Meteorológiai Szolgálat klímamodellezési tevékenység - Eredmények. (OMSZ, Budapest, 2010)
- Huntington T.G. (2006): Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology*. 319(1-4), 83-95.
- Hurrell J. (1995): Decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*. 269(5224), 676-679.
- Ilyés C., Turai E. és Szűcs P. (2015): A Nyírség csapadék idősorainak statisztikus és ciklikus jellemzőinek változása. in: Bodzás S. (szerk.) (2015): *Műszaki Tudomány az Észak-kelet Magyarországi Régióban Konferencia előadásai*. (Debreceni Egyetem, Debrecen, 2015) 392-397.
- Ionita M., Rimbu N., Chelcea S. és Patrut S. (2012): Multidecadal Variability of Summer Temperature Over Romania and Its Relation with Atlantic Mutidecadal Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*. 113, 305-315.
- Joo Y., Brumback B., Lee K., Yun S.T., Kim K.H. és Joo C. (2009): Clustering of Temporal Profiles Using a Bayesian Logistic Mixture Model: Analyzing Groundwater

Level Data to Understand the Characteristics of Urban Groundwater Recharge. *Journal of Agricultural, Biological, and Environmental Statistics*. 14(3), 356-373.

Jukic D. és Denic-Jukic V. (2015): Investigating relationship between rainfall and karst-spring discharge by higher-order partial correlation functions. *Journal of Hydrology*. 530, 24-36.

Justyák J. és Tar K. (1994): Debrcen éghajlata. (KLTE, Debrecen, 1994)

Karagiannidis A.F., Bloutsos A.A., Maheras P. és Sachsamanoglou C. (2008): Some statistical characteristics of precipitation in Europe. *Theoretical and Applied Climatology*. 91, 193-204.

Kawamura A., Ishihara S., Amaguchi H. és Takasaki T. (2017): Clustering Fluctuation Patterns of Groundwater Levels in Tokyo Caused by the Great East Japan Earthquake Using Self-Organizing Maps. in: *Congress Proceedings of the XVI World Water Congress, 29 May- 3 June 2017, Cancun, Mexico*. (International Water Resources Association, Madison, WI, 2017) 1-14.

Khorasani M., Ehteshami M., Ghadimi H. és Salari M. (2016): Simulation and Analysis of Temporal Changes of Groundwater Depth Using Time Series Modeling. *Modeling Earth Systems and Environment*. 2(2), 90.

Kingma D.P. és Ba J. (2015): Adam: A Method for Stochastic Optimaziation. <https://arxiv.org/abs/1412.6980>, letöltés időpontja: 2021.05.12.

Knight J.R., Allan R.J., Folland C.K., Vellinga M. és Mann M.E. (2005): A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*. 32(20), L20708.

Knight J., Folland C. és Scaife A. (2006): Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*. 33(17), L1770.

Kontur I. (1985): A talajvízállás hosszúidejű előrejelzése. *Hidrológiai Közlöny*. 65(6), 351-368.

Koutsoyiannis D. (2020): Revisiting the global hydrological cycle: is it intensifying?. *Hydrology and Earth System Sciences*. 24, 3899-3932.

Kovács F. és Turai E. (2004a): Csapadék és talajvízszint értékek spektrális elemzése a Mezőkeresztes-i adatok alapján. *A Miskolci Egyetem közleményei. A sorozat Bányászat*. 66, 3-14.

Kovács F. és Turai E. (2004b): Csapadék és talajvízszint értékek elemzése a Ludasi területen. *A Miskolci Egyetem közleményei. A sorozat Bányászat*. 66, 23-33.

Kovács F. és Turai E. (2014a): Cyclic Variation in the Precipitation conditions of the Mátra-Bükkalja Region and the Development of a Prognosis Method. *ARPN Journal of Science and Technology*. 4(8), 526-540.

Kovács F. és Turai E. (2014b): A Mátra-Bükkalja csapadék jellemzői ciklikus változása, prognózis módszer megalkotása. *Hidrológiai Közlöny*. 94(1), 35-45.

- Kovács J., Kiszely-Peres B. és Szalai J. (2011): Periódusos jelenségek a Tiszántúl alacsonyabb tengerszint feletti magasságú térszínein létesített talajvízszint-észlelő kutak mérési adatsoraiban. in: Szlávik L. (szerk.) (2011): Magyar Hidrológiai Társaság XXIX. Országos Vándorgyűlése. (Magyar Hidrológiai Társaság, Budapest, 2011) 29.
- Kovács J., Kiszely-Peres B., Szalai J. és Kovács-Székely I. (2010): Periodicity in shallow groundwater level fluctuation time series on the Trans-Tisza Region, Hungary. *Acta geographica ac geologica et meteorologica Debrecina*. 4-5, 65-70.
- Kovács J., Kovács S., Hatvani I.G., Magyar N., Tanos P., Korponai J. és Blaschke A.P. (2015): Spatial Optimization of Monitoring Networks on the Examples of a River, a Lake-Wetland System and a Sub-Surface Water System. *Water Resources Management* 29, 5275-5294.
- Kovács J., Szabó P. és Szalai J. (2004): Talajvízállás adatok idősoros vizsgálata a Duna-Tisza közén. *Vízügyi Közlemények*. 86(3-4), 607-624.
- Kovács Zs., Piros O. (2017): Nyírbátor szénhidrogén koncesszióra javasolt terület komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati jelentése. (Magyar Bányászati és Földtani Hivatal, Budapest, 2017)
- Kovács Zs., Szabó K. (2017): Nyíregyháza szénhidrogén koncesszióra javasolt terület komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati jelentése. (Magyar Bányászati és Földtani Hivatal, Budapest, 2017)
- Köppen W. (1918): Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahresablauf (Classification of climates according to temperature, precipitation and seasonal cycle). *Petermanns Geogr. Mitt.* 64, 193-203, 243-248.
- Kuss A.J.M., és Gurdak J.J. (2014): Groundwater level response in U.S. principal aquifers to ENSO, NAO, PDO, and AMO. *Journal of Hydrology*. 519, 1939-1952.
- Lafare A.E.A., Peach D.W. és Hughes A. G. (2016): Use of Seasonal Trend Decomposition to Understand Groundwater Behaviour in the Permo-Triassic Sandstone aquifer, Eden Valley, UK. *Hydrogeology Journal*. 24(1), 141-158.
- Láng I. (2005): Időjárás és éghajlat: változás - hatás - válaszadás c. előadás. Gödöllő: MTA Agrár-műszaki Bizottságának 29. K+F tanácskozása 2005.01.18.
- Láng I. (szerk.) (2006): A globális klímaváltozás: Hazai hatások és válaszok – KvVM – MTA „VAHAVA” projekt összefoglalása. (MTA, Budapest, 2006) 1-66.
- Liesch T. és Wunsch A. (2019): Aquifer responses to long-term climatic periodicities. *Journal of Hydrology*. 572, pp. 226-242.
- Lomb N.R. (1976): Least Squares Frequency Analysis of Unevenly Spaced Data. *Astronomical and Space Science*. 39, 447-462.
- Luque-Espinar J.A., Chicha-Olmo M., Pardo-Iguzquiza E. és Garcia-Soldado M.J. (2008): Influence of Climatological Cycles on Hydraulic Heads across a Spanish Aquifer. *Journal of Hydrology*. 354, 33-52.

- Lüdecke H.-J., Müller-Plath G., Wallace M.G. és Lüning S. (2021): Decadal and multidecadal natural variability of African rainfall. *Journal of Hydrology: Regional Studies*. 34, 100795.
- Lyubushin A.A., Kazantseva O.S. és Manukin A.B. (2019): Analysis of Long-Term Observations of the Groundwater Level in an Aseismic Region. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 55, 232-249.
- Machiwal D. és Singh P.K. (2015): Understanding Factors Influencing Groundwater Levels in Hard-Rock Aquifer System by Using Multivariate Statistical Techniques. *Environmental Earth Sciences*. 74(7), 5639-5652.
- Mackinnon J.G. (2010): Critical Values for Cointegration Tests. Queen's University, Dept. of Economics, Working Papers. 1227.
- Madarász T., Szűcs P., Kovács B., Lénárt L., Fejes Z., Kolencsikné Tóth A., Székely I., Kompár L. és Gombkötő I. (2015): Recent trends and activities in hydrogeologic research at the University of Miskolc, Hungary. *Central European Geology*. 58(1-2), 171-185.
- Magyar N., Hatvani I.G., Arató M., Trásy B., Blaschke A.P. és Kovács J. (2021): A New Approach in Determining the Decadal Common Trends in the Groundwater Table of the Watershed of Lake "Neusiedlersee". *Water*. 13(3), 290.
- Maheras P., Balafoutis C. és Vafiadis M. (1992): Precipitation in the Central Mediterranean during the last century. *Theoretical and Applied Climatology*. 45, 209-216.
- Marton L. (1981): A környezeti izotópok felhasználása a Nyírség negyedkori mélységbeli vizeinek kutatásában. Kandidátusi értekezés.
- Marton L. (2000): Debreceni I. és II. vízművek vízbázisainak hidrogeológiai vizsgálata. Vizsgálati jelentés a VITUKI Rt. részére.
- Marton L. (2009a): Átszivárgó vízáadó rendszerek. in: Marton L. (szerk.) (2000): *Alkalmazott hidrogeológia*. (Eötvös Kiadó, Budapest, 2000) 359-416.
- Marton L. (2009b): A Nyírség átszivárgó vízáadó rendszere. in: Marton L. (szerk.) (2000): *Alkalmazott hidrogeológia*. (Eötvös Kiadó, Budapest, 2000) 417-450.
- Marton L. és Szanyi J. (2000): A talajvíztükör helyzete és a rétegvíztermelés kapcsolata Debrecen térségében. *Hidrologiai Közlöny*. 80(1), 3-13.
- Marvin C.F. (1921): *Theory and Use of the Periodocrite*. (US Government Printing Office, Washington DC, USA, 1921)
- Mátyás E. (2004): *Geológia*. (Planéta, Kecskemét, 2004)
- Matyasovszky I. (2003): The relationship between NAO and temperature in Hungary and its nonlinear connection with ENSO. *Theoretical and Applied Climatology*. 74, 69-75.
- Matyasovszky I. (2015): Estimating spectra of unevenly spaced climatological time series. *Időjárás*. 119(1), 53-68.

- MBFSZ (2022): MBFSZ Térképszerver. <https://map.mbfsz.gov.hu/>, letöltés időpontja: 2022.11.08.
- Meldrum C. (1873): On a Periodicity of Rainfall in Connexion with the Sun-Spot Periodicity. Proceedings of the Royal Society of London. 21(1872-1873), 297-308.
- Meskó A. (1984): Digital Filtering - Applications in Geophysical Exploration for Oil. (Akadémiai Kiadó, Budapest, 1984)
- Mohanty S., Jha M.K., Kumar A. és Sundheer K.P. (2010): Artificial Neural Network Modeling for Groundwater Level Forecasting in a River Island of Eastern India. Water Resources Management. 24(9), 1845-1865.
- Mokhov I. és Smirnov D. (2006): Study of the Mutual Influence of the El Nino-Southern Oscillation Processes and the North Atlantic and Arctic Oscillations. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 42(5), 598–614.
- Mokhov I. és Smirnov D. (2016): Relation between the Variations in the Global Surface Temperature, El Nino/La Nina Phenomena, and the Atlantic Multidecadal Oscillation. Doklady Earth Sciences. 467(2), 384-388.
- Monin A. (1972): Weather Forecasting as a Problem in Physics. (MIT Press, Cambridge, MA, 1972)
- Mosteller F. és Tukey J.W. (1977): Data Analysis and Regression. (Addison-Wesley Publishing Company, Reading, MA, 1977)
- Naghattini M. (2017): Fundamentals of Statistical Hydrology. (Springer, Cham, Switzerland, 2017)
- Nalley D., Adamowski J., Biswas A., Gharabaghi B. és Hu W. (2019): A multiscale and multivariate analysis of precipitation and streamflow variability in relation to ENSO, NAO and PDO. Journal of Hydrology. 574, 288-307.
- Nason G.P. és von Sachs R. (1999): Wavelets in time series analysis. Philosophical Transactions of the Royal Society A-mathematical Physical and Engineering Sciences. 357, 2511-2526.
- NCEI (2020): Teleconnections. <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/>, letöltés időpontja: 2021.11.08.
- Nidzgorska-Lencewicz J. és Czarnecka M. (2019): Cyclical variability of seasonal precipitation in Poland. Időjárás. 123(4), 409-576.
- NOAA (2020): Teleconnections. <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/>, letöltés időpontja: 2020.06.30.
- Nourani, V., Hosseini Baghanam, A., Daneshar Vousoughi, F. és Alami, M. T., 2012. Classification of Groundwater Level Data Using SOM to Develop ANN-Based Forecasting Model. International journal of Soft Computing and Engineering, 2(1), pp. 464-469.

Nováky B. (2011): 2. fejezet: Az éghajlatváltozás és hatásai. in: Somlyódy L. (szerk.) (2011): Köztisztviselési stratégiai programok - Magyarország vízgazdálkodása: helyzetkép és stratégiai feladatok. (Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, 2011) 85-102.

OMSZ (2014): Elmúlt évek időjárása.

[https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag\\_eghajlata/eghajlati\\_visszatekinto/elmult\\_evek\\_idojarasa/](https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_visszatekinto/elmult_evek_idojarasa/), letöltés időpontja: 2019.06.06.

OMSZ (2018): Általános éghajlati leírás.

[https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag\\_eghajlata/altalanos\\_eghajlati\\_jellemzes/altalanos\\_leiras/](https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/altalanos_eghajlati_jellemzes/altalanos_leiras/), letöltés időpontja: 2018.11.22.

OMSZ (2021): Országos Meteorológiai Szolgálat - Éghajlati adatsorok 1901–2020.

[http://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag\\_eghajlata/eghajlati\\_adatsorok/](http://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_adatsorok/), letöltés időpontja: 2021.02.01.

Országos Vízügyi Főigazgatóság (2016): A Duna-vízgyűjtő magyarországi része – Vízügyi-gazdálkodási Terv - 2015. (OVF, Budapest, 2016)

O'Sullivan P.E., Moyeed R., Cooper M.C. és Nicholson M.J. (2002): Comparison between instrumental, observational and high resolution proxy sedimentary records of Late Holocene climatic change—a discussion of possibilities. *Quaternary International*. 88(1), 27-44.

Padilla A. és Pulido-Bosch A. (1995): Study of Hydrographs of Karstic Aquifers by Means of Correlation and Cross-Spectral Analysis. *Journal of Hydrology*. 168(1-4), 73-89.

Panagopoulos G. és Lambrakis N. (2006): The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of the karst systems: Application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). *Journal of Hydrology*. 329(3-4), 368-376.

Panter F.P. (1965): *Modulation, Noise and Spectral Analysis - Applied to Information Transmission*. (McGraw-Hill Book Company, New York, USA, 1965)

Papp F. (1974): A debreceni nagyerdő és vízgazdálkodása. *Az Erdő*. 23(6), 256-266.

Papp F. és Kertész. P. (1979): *Geológia*. (Tankönyvkiadó, Budapest, 1979)

Partal T. (2018): Wavelet based periodical analysis of the precipitation data of the Mediterranean Region and its relation to atmospheric indices. *Modeling Earth Systems and Environment*. 4, 1309-1318.

Patle G.T., Singh D.K., Sarangi A., Rai A., Khanna M. és Sahoo R.N. (2015): Time Series Analysis of Groundwater Levels and Projection of Future Trend. *Journal of the Geological Society of India*. 85(2), 232-242.

Péczely G. (2006.): *Éghajlattan*. 6. Kiadás. (Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 2006)

Pekarova P. és Pekar J. (2007): Teleconnections of Inter-Annual Streamflow Fluctuation in Slovakia with Arctic Oscillation, North Atlantic Oscillation, Southern Oscillation, and



Quasi-Biennial Oscillation Phenomena. *Advances in Atmospheric Sciences*. 24(4), 655-663.

Polomcic D., Gligoric Z., Bajic D. és Cvijovic C. (2017): A Hybrid Model for Forecasting Groundwater Levels Based on Fuzzy C-Mean Clustering and Singular Spectrum Analysis. *Water*. 9(7), 541.

Pongrácz R. (2003): A nagytérségű cirkuláció és a légköri oszcillációk (ENSO, NAO) együttes hatása regionális éghajlati paraméterekre. PhD dolgozat. (ELTE TTK, Budapest, 2003)

Pongrácz R., Bartholy J., Kis A., Miklós E. és Török O. (2012): Extrém éghajlati indexek várható tendenciái modellszimulációk eredményei alapján. *Légkör*. 57(4), 166-169.

Power S.B. és Kociuba G. (2011): The impact of global warming on the Southern Oscillation Index. *Climate Dynamics*. 37(9-10), 1745-1754.

Priston W.R. (1939): Solar Variation and the Weather. *Nature*. 144, 550-551.

PSL (2020): Climate Timeseries. <https://psl.noaa.gov/data/timeseries/AMO/>, letöltés időpontja: 2020.06.30.

Pulido-Bosch A., Padilla A., Dimitrov D. és Machakova M. (1995): The discharge variability of some karst springs in Bulgaria studied by time series analysis. *Hydrological Sciences Journal*. 40(4), 517-532.

Püspöki Z., Demeter G., Tóth-Makk Á., Kozák M., Dávid Á., Virág M., Kovács-Pálffy P., Kónya P., Gyuricza Gy., Kiss J., McIntosh R.W., Forgács Z., Buday T., Kovács Z., Gombos T. és Kummer I. (2013): Tectonically controlled Quaternary intracontinental fluvial sequence development in the Nyírség–Pannonian Basin, Hungary. *Sedimentary Geology*. 283, 34-56.

Rahnemai M., Zare M., Nematollahi A.R. és Sedghi H. (2005): Application of spectral analysis of daily water level and spring discharge hydrographs data for comparing physical characteristics of karstic aquifers. *Journal of Hydrology*. 311, 106-116.

Rakonczi J., Fehér Z. (2015): A klímaváltozás szerepe az Alföld talajvízkészleteinek időbeli változásaiban, *Hidrológiai Közlöny*. 95, 1-15.

Rétháti L. (1977): A talajvíz-idősorok autokorrelációs vizsgálata. *Műszaki Tudomány*. 3-4, 321-424.

Ryan K.F. és Giles D.E.A. (1998): Testing for Unit Roots With Missing Observations. *Econometrics Working Papers*. 9802.

Rogers J. és McHugh M. (2002): On the Separability of the North Atlantic Oscillation and Arctic Oscillation. *Climate Dynamics*. 19, 599-608.

Rónai A. (1956): A magyar medencék talajvize, az országos talajvíztérképező munka eredményei. in: MÁFI Évkönyv XLVI/1. (MÁFI, Budapest, 1956) 3-31, 132-153.

- Rónai A. (1961): Az Alföld talajvíztérképe. Magyarázó a talajvíztükör felszín alatti mélységének 1:200000-es méretű térképéhez. in: MÁFI Alkalmi Kiadványa. (MÁFI, Budapest, 1961) 24-27.
- Rónai A. (1963): Az Alföld negyedkori rétegeinek vízföldtani vizsgálata. Hidrológiai Közlöny. 43(5), 378-390.
- Rónai A. (1975): A talajvíz és rétegvizek kapcsolata az Alföldön. Hidrológiai Közlöny. 55(2), 49-53.
- Rónai A. (1985a): Az Alföld negyedidőszaki földtana. (Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1985)
- Rónai A. (1985b): Az Alföld negyedidőszaki földtana. Geologica Hungarica, Series Geologica. 2, 140-142.
- Rotárné S.Á. és Tóth G. (2008): Klímaváltozás hatása a felszín alatti vizekre. Vízmű Panoráma. 16(2), 16-17, 19-20.
- Salma I. (2006): A légköri aeroszol szerepe a globális éghajlatváltozásban. Magyar Tudomány. 167(2), 205-211.
- Sangdan K. (2004): Wavelet analysis of precipitation variability in northern California, U.S.A.. KSCE Journal of Civil Engineering. 8(4), 471-477.
- Scargle J.D. (1982): Studies in Astronomical Time Series Analysis II. Statistical Aspects of Spectral Analysis of Unevenly Sampled Data. Astrophysical Journal. 263, 835-853.
- Seager R., Kushnir J., Nakamura J., Ting M. és Naik N. (2010): Northern Hemisphere winter snow anomalies: ENSO, NAO and the winter of 2009/10. Geophysical Research Letters. 37(14), L14703.
- Seeboonruang U. (2018): Wavelet Relationship between Climate Variability and Deep Groundwater Fluctuation in Thailand's Central Plains. KSCE Journal of Civil Engineering. 22(2), 868-876.
- Sen A.K. és Kern Z. (2016): Wavelet analysis of low-frequency variability in oak tree-ring chronologies from east Central Europe. Open Geosciences. 8, 478-483.
- Shih D.C.-F. és Lin G.-F. (2002): Spectral Analysis of Water Level Fluctuations in Aquifers. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment. 16, 374-398.
- Slonosky V. és Yiou P. (2001): The North Atlantic oscillation and its relationship with near surface temperature. Geophysical Research Letters. 28(5), 807-810.
- Smerdon B.D. (2017): A Synopsis of Climate Change Effects on Groundwater Recharge. Journal of Hydrogeology. 555, 125-129.
- Song J., Li C., Zhou W. és Pan J. (2009): The Linkage between the Pacific-North American Teleconnection Pattern and the North Atlantic Oscillation. Advances in Atmospheric Sciences. 26(2), 229-239.

- Soulard N. és Lin H. (2017): The spring relationship between the Pacific-North American pattern and the North Atlantic Oscillation. *Climate Dynamics*. 48, 619-629.
- Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M.M.B., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. és Midgley P.M. (2013): *Climate Change 2013, The Physical Science Basis*. (Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2013)
- Sun X., Renard B., Thyer M., Westra S. és Lang M. (2015): A global analysis of the asymmetric effect of ENSO on extreme precipitation. *Journal of Hydrology*. 530, 51-65.
- Szabó Gy. (1960): Talajvízszint változása Pest belterületén. *Hidrológiai Közlöny*. 40(2), 106-115.
- Szabó N.P., Nehéz K., Hornyák O., Piller I., Deák Cs., Hanzelik P.P., Kutasi Cs. és Ott K. (2019): Cluster analysis of core measurements using heterogeneous data sources: An application to complex Miocene reservoirs. *Journal of Petroleum Science and Engineering*. 187, 575-585.
- Szalai J. (2004): A hidrológiai közelmúlt sajátosságai a talajvízszintekben. *Vízügyi Közlemények*. LXXXVI(1-2), 155-168.
- Szalai J., Kovács J. és Kovácsné Székely I. (2011): A Duna-Tisza köze csapadék és talajvízszint-adatainak vizsgálata klaszteranalízissel. *Környezeti változások és az Alföld*. 7, 111-118.
- Szarka L. (2020a): A hidrológiai ciklusról szóló vita jelenlegi állása. szóbeli közlés.
- Szarka L. (2020b): *Climatic Periods, Patterns and Perturbations due to Exterior and Interior of the Earth*. Kutatási Jelentés. (Miskolci Egyetem, Miskolc, 2020)
- Szilágyi J. és Józsa J. (2008): Klímaváltozás és a víz körforgása. *Magyar Tudomány*. 6, 698-703.
- Szlávik L. (2003): A klíma- és környezetváltozások földtudományi összefüggései - Klímaváltozás és a víz körforgása. *Vízügyi Közlemények*. 85(4), 533-535.
- Szöllösi-Nagy A. (2018): A klímaváltozás a vízről szól?. *Innotéka*. 8(5), 29-33.
- Szöllösi-Nagy A. (2020): A klímaváltozás hidrológiai hatásai: több víz, több aszály – mit tehetünk?. in: Eörs S. (szerk.) (2020): *Klímaváltozás és Magyarország*. (Osiris Kiadó Kft., Budapest, 2020)
- Thompson D.W.J. és Wallace J.M. (1998): The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*. 25(9), 1297-1300.
- Turai E. (2005): *Spektrális adat- és információfeldolgozás*. Egyetemi jegyzet. (Miskolci Egyetem, Miskolc, 2005)
- Tran H.Q., Fehér Z. Zs., Túri N. és Rakonczi J. (2022): Climate Change as an Environmental Threat on the Central Plains of the Carpathian Basin Based on Regional Water Balances, *Geographica Pannonia*. 26(3), 184-199.

- Trewartha G.T. (1968): Introduction to climate. 5<sup>th</sup> ed. (McGraw Hill, New York, NY, 1968)
- Ubell K. (1953): Talajvíztározódás csapadék hatására. *Vízügyi Közlemények*. 35(2), 472-494.
- Urbancsek J. (1977): Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere. VII. kötet. (VITUKI, Budapest, 1977)
- Valipour M. (2012a): Number of Required Observation Data for Rainfall Forecasting According to the Climate Conditions. *American Journal of Scientific Research*. 74(2012 September), 72-86.
- Valipour M. (2012b): Ability of Box-Jenkins Models to Estimate of Reference Potential Evapotranspiration (A Case Study: Mehrabad Synoptic Station, Tehran, Iran). *IOSR Journal of Agriculture and Veterinary Science*. 1(5), 1-11.
- Vasilev D.Y., Lukmanov R.L., Ferapontov Y.I. és Chuvyrov A.N. (2013): Periodicity in the Hydrometeorological Parameters of Bashkiria. *Doklady Earth Sciences*. 448(1), 131-134.
- Velasco E.M., Gurdak J.J., Dickinson J.E., Ferré T.P.A. és Corona C.R. (2017): Interannual to multidecadal climate forcings on groundwater resources of the U.S. West Coast. *Journal of Hydrology: Regional Studies*. 11, 250-265.
- Virág M. (1978): É-D-i irányú földtani szelvény a pleisztocén rétegösszlet felépítéséről. Alkotó Ifjúsági Pályázat.
- Virág M. (2013): Felszín alatti vízáradó összletek komplex hidrogeológiai vizsgálata a Felső-Tisza vidéken, PhD értekezés. (Miskolci Egyetem, Miskolc, 2013)
- W. W. B. (1920): Periodicity in Weather and Crops. *Nature*. 105, 370-371.
- Walanus A., Cebulska M. és Twardosz R. (2021): Long-Term Variability Pattern of Monthly and Annual Atmospheric Precipitation in the Polish Carpathian Mountains and Their Foreland (1881–2018). *Pure and Applied Geophysics*. 178, 633-650.
- Walanus A., Twardosz R., Cebulska M. és Plachta A. (2022): In Search of Periodicity in the Annual Precipitation in Europe (1881-2020). *Water*. 14, 2026.
- Walker G.T. és Bliss E.W. (1932): World weather V.. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*. 4,53-84.
- Weedon G.P. (2003): Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy - Examining Stratigraphic Records of Environmental Cycles. (Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2003)
- Wu C., Zhang X., Wang W., Lu C., Zhang Y., Qin W., Tick G.R., Liu B. és Shu L. (2021): Groundwater level modeling framework by combining the wavelet transform with a long short-term memory data-driven model. *Science of the Total Environment*. 783, 146948.

Yang Q., Wang Y., Zhang J. és Delgado J. (2017): A Comparative Study of Shallow Groundwater Level Simultaion with Three Time Series Models in a Coastal Aquifer of South China. *Applied Water Science*. 7(2), 689-698.

Zhang H., Du Q., Yao M. és Ren F. (2016): Evaluation and Clustering Maps of Groundwater Wells in the Red Beds of Chengdu, Sichuan, China. *Sustainability*. 8(1), 87.

Zhang J.-C. (1981): The Periodicity and Predictability of Climate. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 60, 274-280.

Zhao J., Han Y.B. és Li Z.A. (2004): The Effect of Solar Activity on the Annual Precipitation. *Chinese Journal of Astronomy and Astrophysics*. 4(2), 180-197.

Zheng W., Shi S. és Gong Z. (2014): Evolution of Growing Season Precipitation Series in the West Region of Heilongjiang Province Based on Wavelet Analysis. *International Conference on Computer and Computing Technologies in Agriculture. Computer and Computing Technologies in Agriculture VII*, 25-31.

## 11. Saját tudományos közlemények (MTMT alapján)

- [1.] Szűcs P., Dobróka M., Turai E., Szarka L., Ilyés Cs., Hamdy E., Szabó N. P. 2024. Combined inversion and statistical workflow for advanced temporal analysis of the Nile River's long term water level records, *Journal of Hydrology* (megjelenésre elfogadott)
- [2.] Ilyés Cs., Tóth M., Szűcs P. 2023. Calculating the Connection Between Precipitation and Shallow Groundwater, *Multidiszciplináris Tudományok: A Miskolci Egyetem Közleménye*, 13(3) pp. 292-299.
- [3.] Ilyés Cs., Szabó N. P., Dobróka M., Turai E., Szűcs P. 2023. Klímajelenségek hatásainak vizsgálata 1500 éves vízszint adatsoron, in=*A Kárpát-Medence Ásványvizei XVII: Nemzetközi Tudományos Konferencia*, Csíkszereda, Románia, pp. 49-57.
- [4.] Kilik R., Ilyés Cs. 2023. Klaszter és leíró statisztikai elemzés közel 1500 éves vízszint adatsoron. in=*Új eredmények a műszaki föld- és környezettudományban 2023*, pp. 318-328.
- [5.] Szabó N. P., Ilyés Cs., Turai E., Dobróka M., Kilik R., Miklós R., Hamdy E., Szűcs P. 2023. Fourier Transformation and Unsupervised Learning for Extracting Hydrogeological Information from Time Series Data, in=*14th IEEE International Conference on Cognitive Infocommunications: Proceedings*, pp. 19-24.
- [6.] Szűcs P., Turai E., Márai V., Vass P., Miklós R., Zákányi B., Ilyés Cs., Fekete Zs., Kilik R., Mórnicz F., Nyiri G., Szilvási M., Szabó N. P. 2022. Innovation in assessment of the geothermal energy potential of abandoned hydrocarbon wells in the southern and southeastern foreground of the Bükk Mountains, northeast Hungary, *Hydrogeology Journal*, 30(8) pp. 2267-2284.
- [7.] Tóth M., Ilyés Cs., Szűcs P. 2022. A parádi fürdővíz előállításának vizsgálata, valamint különleges kémiai összetételű természetes vizek kutatása Parád körül, *Hidrológiai Közlöny*, 102(4) pp. 44-49.
- [8.] Szűcs P., Madarász T., Ilyés Cs. 2022. A vízgazdálkodás szerepe a klímavédelemben, *Hidrológiai Közlöny*, 102(4) pp. 16-21.
- [9.] Tóth M., Ilyés Cs., Szűcs P. 2022. Chemical composition analysis of thermal water of Hajdúdorog, *Multidiszciplináris Tudományok: A Miskolci Egyetem Közleménye*, 12(3) pp. 299-306.
- [10.] Ilyés Cs., Nyiri G., Tóth M., Virág M., Madarász T., Szűcs P. 2022. Geological, Hydrogeological and Hydraulic Investigation of the Hajdúdorog Bath, *Multidiszciplináris Tudományok: A Miskolci Egyetem Közleménye*, 12(3) pp. 291-298.

- [11.] Tóth M., Ilyés Cs., Szűcs P. 2022. First Results of Medicinal Water Production from the Rock of Adit Egyezség and Balneological Research in the Region of Parádk, in=*Lectures of 16th International Scientific Conference on Mineral Waters of the Carpathian Basin*, Kosice, Szlovákia: Technicka Univerzita v Kosiciach, pp. 35-41.
- [12.] Ilyés Cs., Nyiri G., Tóth M., Virág M., Madarász T., Szűcs P. 2022. Geological, Hydrogeological Evaluation and Modeling in the Area of the Hajdúdorog Bath, in=*Lectures of 16th International Scientific Conference on Mineral Waters of the Carpathian Basin*, Kosice, Szlovákia: Technicka Univerzita v Kosiciach, pp. 20-26.
- [13.] Zákányi B., Szűcs P., Turai E., Ilyés Cs., Fekete Zs., Nyiri G., Miklós R., Máдай V., Móricz F. 2022. Innovative Evaluation of Abandoned Hydrocarbon Wells in the Bükk Mountains for Geothermal Energy, in=*Lectures of 16th International Scientific Conference on Mineral Waters of the Carpathian Basin*, Kosice, Szlovákia: Technicka Univerzita v Kosiciach, pp. 42-46.
- [14.] Ilyés Cs., Szűcs P., Turai, E. 2022. Appearance of climatic cycles and oscillations in Carpathian Basin precipitation data, *Hungarian Geographical Bulletin*, 71(1) pp. 21–37.
- [15.] Ilyés Cs., Tóth M., Szűcs P. 2022. Források balneológiai célú vizsgálata a Parádk környéki Mátrában, in=*XVII. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia = 17th Carpathian Basin Conference for Environmental Sciences, konferenciakötet = conference proceedings*, pp. 102–108.
- [16.] Zákányi B., Szűcs P., Turai E., Ilyés Cs., Fekete Zs., Nyiri, G., Miklós R., Máдай V., Móricz F., Szilvási M., Kilik R., Vass P. 2022. A Bükk-hegység környékén felhagyott széndrogén kutak innovatív értékelése geotermikus energia hasznosítására, in=*XVII. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia = 17th Carpathian Basin Conference for Environmental Sciences, konferenciakötet = conference proceedings*, pp. 175–180.
- [17.] Bretán D., Szűcs P., Miklós R., Ilyés Cs. 2021 Feasibility of repurposing existing and abandoned hydrocarbon wells in the form of a geothermal well-triplet system, *Multidiszciplináris Tudományok: A Miskolci Egyetem Közleménye*, 11(2). *A Miskolci Egyetem intelligens szakosodást segítő intézményfejlesztéséhez kapcsolódó különszám*, pp. 2–8.
- [18.] Ilyés Cs., Wendo V. A. J. A., Carpio Y. F., Szűcs, P. 2021. Differences and similarities between precipitation patterns of different climates, *Acta Geodaetica et Geophysica*, 56(4) pp. 781–800.

- [19.] Ilyés Cs., Tóth M., Lénárt L., Szűcs P. 2021. Csapadék és talajvíz kapcsolatának spektrális vizsgálata, in=*II. Országos Települési Csapadékvíz-gazdálkodási Konferencia Baja 2019*, pp. 81–86.
- [20.] Ilyés Cs., Tóth M., Lénárt L., Szűcs P. 2021. Csapadékösszegek és talajvízszintek kapcsolatának vizsgálata Debrecen környékén, in=*XVI. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia = 16th Carpathian Basin Conference for Environmental Sciences*, pp. 134–139.
- [21.] Lénárt L., Ilyés Cs. 2021. Hosszú idejű (1992-2020) Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) adatok mintázatának vizsgálata, in=*XVI. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia = 16th Carpathian Basin Conference for Environmental Sciences*, pp. 171–180.
- [22.] Szűcs P., Turai E., Zákányi B., Ilyés Cs., Fekete Zs., Kilik R., Márai V., Móricz F., Nyiri G., Szilvási M., Vass P. 2021. Complex evaluation of abandoned hydrocarbon wells for geothermal use in North Hungary, in=*Proceedings World Geothermal Congress 2020+1 – Reykjavik, Iceland, April – October 2021*, pp. 1251–1257.
- [23.] Szűcs P., Ilyés Cs., Miklós R., Tóth M., Darabos E., Lénárt L., Turai E., Kolencsikné Tóth A. P. 2021. INNOVÍZ Innovatív megoldások a felszín alatti vízkészletek fenntartható hasznosítása érdekében I. Szélsőséges időjárási körülmények hatása a felszín alatti vizek utánpótlódására.
- [24.] Bretán D., Szűcs P., Miklós R., Ilyés Cs. 2020. Geothermal energy utilization by revitalization of abandoned oil wells in a foreground of a mountainous region, *Műszaki Földtudományi Közlemények*, 89(1) pp. 347–356.
- [25.] Bretán D., Szűcs P., Miklós R., Ilyés Cs. 2019. Geotermikus energia hasznosíthatósági lehetőségei a Bükkalja térségében meddő szénhidrogén termelő kutak átképzésével, *International Journal of Engineering and Management Sciences/Műszaki és Menedzsment Tudományi Közlemények*, 4(4) pp. 351–357.
- [26.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P. 2019. Examination of the hydrologic cycle with long-term precipitation and groundwater level data, in=*Groundwater management and governance. Coping with uncertainty*, p. 179.
- [27.] Ilyés Cs., Szűcs P., Ilyés T. 2019. Talajvízes idősorok vizsgálata szezonális alapján, in=*XV. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia*, pp. 106–111.
- [28.] Ilyés Cs., Lénárt L., Tóth M. 2019. A napfolt-tevékenység hatása a csapadéokra és a felszín alatti vizekre, in=*XV. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia*, pp. 100–105.



- [29.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P., Ilyés T. 2019. Examination of Debrecen's 110-year rainfall data, *Geosciences and Engineering: A publication of the University of Miskolc*, 6(9) pp. 118–126.
- [30.] Ilyés Cs., Lénárt L., Szűcs P., Horányiné Csiszár G., Üszögh L. 2019. Miskolc villámárvizeinek elemzése a Bükk források és a városi szennyvízelvezető rendszer hozamadatai alapján, in=*Országos Települési Csapadékvíz-gazdálkodási Konferencia, Baja tanulmányai*, pp. 36–42.
- [31.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P. 2019. Csapadékösszegek és talajvízszint idősorok spektrális elemzése, in=*Országos Települési Csapadékvíz-gazdálkodási Konferencia, Baja tanulmányai*, pp. 17–24.
- [32.] Ilyés Cs., Szűcs P. 2019. Groundwater – an invisible natural resource = Felszín alatti vizek – a láthatatlan természeti erőforrás, *Agrár és Környezetjog* 14(26) pp. 299–324.
- [33.] Szűcs P., Turai E., Vass P., Zákányi B., Ilyés Cs., Nyiri G., Fekete Zs., Miklós R., Máдай V., Móricz F., Szilvási M., Kilik R., Zákányiné Mészáros R. 2019. Re-utilizing possibilities of abandoned hydrocarbon wells in Northern Hungary, in=*Groundwater management and governance. Coping with uncertainty*, p. 131.
- [34.] Szűcs P., Kiss-Tóth E., Ilyés Cs., Tóth M., Juhász E., Dojcsákné K-T É., Juhászné S. A., Rabóczky A., Suskó M. 2019. Balneológiai és gyógyvíztechnológiai vizsgálatok Parádfürdőn, *Hidrológiai Közlöny*, 99(3) pp. 14–22.
- [35.] Szűcs P., Ilyés Cs., Kompár L. 2019. Új lehetőségek a hazai hévízkészletek hasznosításában, *Műszaki Földtudományi Közlemények*, 88(1) pp. 23–29.
- [36.] Szűcs P., Kiss-Tóth E., Ilyés Cs., Tóth M., Juhász E., Dojcsákné K-T É., Juhászné S. A., Rabóczky A. 2019. A parádi gyógyvíz előállításához használt kőzet kioldási vizsgálata, *Műszaki Földtudományi Közlemények*, 88(1) pp. 71–78.
- [37.] Turai E., Máдай V., Móricz F., Szűcs P., Zákányi B. Ilyés Cs. 2019. A hasznosítható geotermikus energia mennyiségének meghatározása, *Műszaki Földtudományi Közlemények*, 88(1) pp. 99–105.
- [38.] Wendo V., Ilyés Cs., Szűcs P. 2019. Examining the differences and similarities of the precipitation patterns of Hungary and Kenya, *Műszaki Földtudományi Közlemények*, 88(1), pp. 141–146.
- [39.] Zákányi B., Szűcs P., Turai E., Vass P., Móricz F., Ilyés Cs. 2019. Meddő és használaton kívüli szénhidrogénkutak geotermikus felmérése, in=*Műszaki tudomány az Észak-kelet Magyarországi Régióban 2019 : konferencia előadásai*, pp. 448–451.

- [40.] Zákányi B., Szűcs P., Turai E., Vass P., Máдай V., Zákányiné M. R., Ilyés Cs., Nyiri G., Fekete Zs., Móricz F., Kilik R., Szilvási M. 2019. Meddő CH-kutak geotermikus újrahasznosításának lehetőségei Magyarországon, *Műszaki Földtudományi Közlemények*, 88(1) pp. 79–85.
- [41.] Dabasi-Halász Zs., Siposné N. E., Ilyés Cs. 2018. Okozati vizsgálat a gazdasági társadalmi folyamatok és a fiatalok tanulási célú mobilitása között Európában, *Marketing és Menedzsment*, 52(Különszám) pp. 7–20.
- [42.] Siposné N. E., Dabasi-Halász Zs., Ilyés Cs. 2018. ‘Action and Reaction’ – the Impact of European Youth Mobility in the Economy and the Labour Market, *Eastern European Business and Economics Journal*, 4(1) pp. 56–78.
- [43.] Fekete Zs., Ilyés Cs., Kilik R., Móricz F., Nádas E., Nyiri G., Szilvási M., Szűcs P., Turai E., Vass P., Velledits F., Zákányi B. 2018. Geothermal Utilization of Unproductive and Abandoned Wells in Northeast Hungary, in=*Lectures of 14th International Scientific Conference on Mineral Waters of the Carpathian Basin*, pp. 107–114.
- [44.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P. 2018. Examination of the Hydrologic Cycles with Spectral Analysis, in=*Lectures of 14th International Scientific Conference on Mineral Waters of the Carpathian Basin*, pp. 7–15.
- [45.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P. 2018. Examination of rainfall data for 110 years using spectral and wavelet analysis, *Central European Geology*, 61(1) pp. 1–15.
- [46.] Ilyés Cs., Szűcs P., Zákányi B., Zákányiné M. R. 2018. A felhagyott szénhidrogén ipari kutak felhasználásának lehetőségei a hazai geotermikus erőmű fejlesztésben, in=*Környezet és energia*, pp. 189–194.
- [47.] Siposné N. E., Dabasi-Halász Zs., Ilyés Cs. 2018. A fiatalok mobilitásának hatásai az európai gazdaságra és munkaerőpiacra, in=*A fiatalok nemzetközi mobilitási attitűdjének vizsgálata Magyarországon és az Európai Unióban (Absztraktkötet)*, pp. 46–47.
- [48.] Siposné N. E., Dabasi-Halász Zs., Ilyés Cs. 2018. A fiatalok mobilitásának hatásai az európai gazdaságra és munkaerőpiacra, in=*A fiatalok nemzetközi mobilitási attitűdjének vizsgálata Magyarországon és az Európai Unióban*, pp. 56–62.
- [49.] Szűcs P., Zákányi B., Fekete Zs., Ilyés Cs., Kilik R., Nádas E., Móricz F., Nyiri G., Szilvási M., Tóth A., Turai E., Vass P., Zákányiné M. R. 2018. Geotermikus energia hasznosíthatósági lehetőségek meddő kutak felhasználásával Észak-Magyarországon, *Műszaki Földtudományi Közlemények*, 87(1) pp. 74–85.

- [50.] Szűcs P., Ilyés Cs., Turai E., Kompár L. 2018. Szélsőséges időjárási viszonyok hatása a felszín alatti vizekre, in=*Víz a gyógyászatban*, pp. 22–33.
- [51.] Turai E., Ilyés Cs., Szűcs P. 2018. Magyarországi csapadék és talajvízszint adatok spektrális elemzése, in=*Műszaki Tudomány az Észak-Kelet Magyarországi Régióban 2018*, pp. 382–389.
- [52.] Zákányi B., Szűcs P., Turai E., Vass P., Ilyés Cs., Móricz F. 2018. A geotermikus energia felhasználásának lehetőségei a Bükk-alja térségben, in=*Műszaki Tudomány az Észak-Kelet Magyarországi Régióban 2018*, pp. 411–416.
- [53.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P. 2017. Spektrális elemzésen alapuló előrejelzés Debrecen térségére, in=*Tavaszi Szél 2017 Konferencia = Spring Wind 2017: Konferenciakötet I.*, pp. 427–435.
- [54.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P. 2017. 110 éves csapadékadatok vizsgálata spektrális analízissel és Wavelet-elemzéssel, in=*Műszaki Tudomány az Észak-Kelet Magyarországi Régióban 2017 konferencia előadásai*, pp. 146–153.
- [55.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P. 2017. Examination of 110 year long Rainfall Data using Spectral and Wavelet Analysis, in=*Proceedings Book of the 20th Congress of Hungarian Geomathematicians and 9th Congress of Croatian and Hungarian Geomathematicians “Geomathematics in multidisciplinary science – The new frontier?”*, pp. 28–35.
- [56.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P. 2017. Csapadékösszegek periodicitás vizsgálatán alapuló előrejelzés Debrecen térségére, in=*XII. Kárpát-Medencei Környezettudományi Konferencia = 12th Environmental Science Conference of the Carpathian Basin*, pp. 104–111.
- [57.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P., Zsuga J. 2017. Examination of the cyclic properties of 110 – year – long precipitation time series, *Acta Montanistica Slovaca*, 22(1) pp. 1–11.
- [58.] Siposné N. E., Dabasi-Halász Zs., Ilyés Cs. 2017. Hatás és ellenhatás” – A fiatalok európai mobilitásának hatása a gazdaságra és a munkaerőpiacra, *Tér és Társadalom*, 31(4) pp. 9–26.
- [59.] Szűcs P., Turai E., Vass P., Velledits F., Zákányi B., Ilyés Cs., Nyiri G., Fekete Zs., Nádas E., Szilvási M., Kilik R., Móricz F., Leskó M. 2017. Meddő és használaton kívüli kutak felmérése Magyarországon geotermikus hasznosítás céljából, in=*Kárpát-medence Ásványvizei 2017*, pp. 26–32.
- [60.] Turai E., Ilyés Cs., Szűcs P. 2017. Talajvízszint-adatok spektrális feldolgozásának eredményei, *Műszaki Földtudományi Közlemények*, 86(1) pp. 60–68.

- [61.] Fekete Zs., Ilyés Cs. 2016. *XII. Nemzetközi Tudományos Konferencia a Kárpát-medence Ásványvizeiről konferenciakötet*. Miskolc: Miskolci Egyetem.
- [62.] Ilyés Cs. 2016. Országosan kimutatható ciklusok hosszú idejű csapadék idősorokban, in=*Doktoranduszok Fóruma 2016, Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar*, pp. 33–39.
- [63.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P. 2016. Hosszú idejű csapadék idősorok spektrális elemzésén alapuló előrejelzés készítése Debrecen területére, in=*Műszaki tudomány az Észak-Kelet Magyarországi régióban 2016*, pp. 168–174.
- [64.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P. 2016. 110 éves hosszúságú hidrometeorológiai adatsorok ciklikus paramétereinek vizsgálata, *Hidrológiai Közlöny*, 96(1) pp. 61–70.
- [65.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P. 2016. Csapadékösszegek periodicitásvizsgálatán alapuló előrejelzés készítése Debrecen területére, in=*XII. Kárpát-medencei Könyezettudományi Konferencia = XII. Environmental Scientific Conference of the Carpathian Basin*, p. 1.
- [66.] Kovács F., Ilyés Cs. 2016. Vizsgálatok a csapadékhozam és a légköri szén-dioxid koncentráció alakulása kapcsán, in=*Jubileumi tanulmánykötet Tóthné Szita Klára professzor asszony 70. születésnapjára*, pp. 142–149.
- [67.] Kovács F., Ilyés Cs. 2016. Vizsgálatok a légköri szén-dioxid és a csapadékösszegek kapcsolatában, in=*The Publications of the MultiScience – XXX. microCAD International Multidisciplinary Scientific Conference*, p. 100.
- [68.] Szűcs P., Ilyés Cs., Turai E. 2016. Hidrológiai ciklusok változásának hatása a felszín alatti vízforgalomra, in=*XII. Nemzetközi Tudományos Konferencia a Kárpát-medence Ásványvizeiről*, pp. 1–7.
- [69.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P., Kompár L., Osváth K. 2015. A Nyírség havi csapadékviszonyainak komplex elemzése különös tekintettel a leíró statisztikai és ciklikus komponensek vizsgálatára, in=*Proceedings of the 11th International Scientific Conference on Mineral Waters of the Carpathian Basin*, pp. 2–10.
- [70.] Ilyés Cs., Turai E., Szűcs P. 2015. A Nyírség csapadékidősorainak statisztikus és ciklikus jellemzőinek változása, in=*Műszaki Tudomány az Észak-kelet Magyarországi Régióban 2015*, pp. 392–397.
- [71.] Kompár L., Osváth K., Ilyés Cs., Szűcs P., Palcsu L. 2015. Stabil vízigotópok alkalmazása ásvány- és gyógyvízkészletek utánpótlódásánál a Kárpát-medencében, in=*Proceedings of the 11th International Scientific Conference on Mineral Waters of the Carpathian Basin*, p. 18.

- [72.] Ilyés Cs., Kompár L. 2014. Interpretation of monitoring data from the Miskolc University Meteorological Station, in=*28th microCAD Nemzetközi Multidiszciplináris Tudományos Konferencia=28th microCAD International Multidisciplinary Scientific Conference*.
- [73.] Kompár L., Szűcs P., Deák J., Palcsu L., Cserny T., Egyed J., Gadóczy M., Ilyés Cs. 2014. Izoptóhidrogeológiai kutatások a Nyírségben, in=*Műszaki Tudomány az Észak-kelet Magyarországi Régióban 2014*, pp. 328–334.
- [74.] Ilyés Cs. 2013. Termásvíz-felhasználás példái és tapasztalatai Magyarországon, in=*BGF Külkereskedelmi Kar szakkollégiumi konferenciakötet*, pp. 33–39.
- [75.] Kopcsay L., Ilyés Cs. 2012. A magyarországi sörforgalmazás, *Borászati Füzetek*, 23(4) pp. 19–21.

Miskolc, 2024. január 22.

Ilyés Csaba

## 12. Mellékletek

### 1. melléklet: Diszkrét Fourier-transzformáció python programja

```
import sys

import pandas as pd

import scipy.fftpack as fft

if __name__=="__main__":

    fname="bemenet.xlsx"

    if(len(sys.argv)>1):

        fname=sys.argv[1]

    splitname=fname.split('.')

    splitname[-2]=splitname[-2]+'_out'

    splitname[-1]='csv'

    fname_out='.'.join(splitname)

    fid=pd.ExcelFile(fname)

    sheet=fid.book.sheet_by_index(0)

    X=sheet.col_values(0)[1:]

    Y=sheet.col_values(1)[1:]

    N=len(X)

    XF=fft.fftfreq(N)

    XF=XF[2:N//2]

    XF=1/XF

    YF=fft.fft(Y)
```

```

YF=YF[2:N//2]

XF=XF[-1::-1]

YF=YF[-1::-1]

dataout=pd.DataFrame({

    'T':XF,

    'Re(T)':YF.real,

    'Im(T)':YF.imag,

    'Abs(T)':abs(YF),

    'Abs(T)/max':100*abs(YF)/max(abs(YF))

})

dataout.to_csv(fname_out, index=False,
columns=['T','Re(T)','Im(T)','Abs(T)','Abs(T)/max' ])

fid.close()

```

## 2. melléklet: Keresztkorreláció és keresztspektrális elemzés python programja

```

from openpyxl import load_workbook

import math

import pandas as pd

import numpy as np

# Read working directory

directoryandfile = 'adatok.xlsx'

spreadsheet = 'Hajdusag'

# directoryandfile = 'szinva_xcorr.xlsx'

```

```

# spreadsheet = 'xcorr'

bigdates = pd.date_range('01/01/1901', '31/12/2010', freq = 'M')

# bigdates = pd.date_range('01/01/2003', '31/12/2013', freq = 'D')

# freq=D napi, freq=M havi

wb = load_workbook(filename = directoryandfile , read_only=True)

ws = wb[spreadsheet]

inputrangefrom = 'N3'

inputrangeto = 'N1322'

# inputrangefrom = 'C2'

# inputrangeto = 'C4019'

data_rows = []

for row in ws[inputrangefrom:inputrangeto]:

    data_cols = []

    for cell in row:

        data_cols.append(cell.value)

    data_rows.append(data_cols)

datay = pd.Series((v[0] for v in data_rows), index = bigdates)

def crosscorr(datax, datay, lag=0):

    return datax.corr(datay.shift(lag))

def LoadLength(coloumn):

    inputrangefrom = coloumn + '2'

```



```

inputrangeto = coloumn + '2'

data_rows = []

for row in ws[inputrangefrom:inputrangeto]:

    for cell in row:

        return cell.value

def LoadData(coloumn):

    inputrangefrom = coloumn + '3'

    inputrangeto = coloumn + '1322'

    # inputrangefrom = coloumn + '2'

    # inputrangeto = coloumn + '4019'

    data_rows = []

    for row in ws[inputrangefrom:inputrangeto]:

        data_cols = []

        for cell in row:

            data_cols.append(cell.value)

        data_rows.append(data_cols)

    datax = pd.Series((v[0] for v in data_rows), index = bigdates)

    return datax

column_list = ['B','C','D','E','F','G','H','I','J','K','L']

city_list      =      ['002576-hajduboszormeny','002597-hajdub.-rokahat','002600-
balmazujvaros','002606-debrecen','002608-hajduhadhaz','002609-debrecen','002614-
debrecen-halap','002615-nyiradony','002617-nyiradony','002633-ebes','002643-
hosszupalyi']

```

```

city_list =
['002576','002597','002600','002606','002608','002609','002614','002615','002617','002633',
'002643']

writer = pd.ExcelWriter('output.xlsx', engine='xlsxwriter')

for idx in range(len(column_list)):

    coloumn = column_list[idx]

    city = city_list[idx]

    max_range = LoadLength(coloumn)

    # max_range = 127

    datax = LoadData(coloumn)

    xcor = [crosscorr(datax, datay, lag=i) for i in range(-max_range,max_range+1)]

    P1 = range(1,max_range + 1)

    K1 = np.zeros(len(P1),dtype = float)

    for i in range(0,len(P1)):

        K1[i] = xcor[max_range - 1 - i]

    P2 = range(1,max_range + 1)

    K2 = np.zeros(len(P2),dtype = float)

    for i in range(0,len(P1)):

        K2[i] = xcor[max_range+1+i]

    DK = np.zeros(len(P2),dtype = float)

    for i in range(0,len(P1)):

        DK[i] = 0.5*(1 + math.cos((math.pi*P1[i])/max_range))

```

```

freq = np.zeros(len(P2),dtype = float)

for i in range(0,len(P1)):

    freq[i] = (max_range-i)/max_range*0.5

szum = K1 + K2

pszi = np.zeros((max_range,max_range),dtype = float)

for i in range(0,len(P2)):

    for j in range(0,len(P2)):

        pszi[i][j] = szum[i] * DK[i] * math.cos(2 * math.pi * freq[j] * P1[i] )

pszi_results = np.flip((np.sum(pszi, axis = 0) + xcor[max_range+1]) * 2, axis = 0 )

diff = K1 - K2

alpha = np.zeros((max_range,max_range),dtype = float)

for i in range(0,len(P2)):

    for j in range(0,len(P2)):

        alpha[i][j] = diff[i] * DK[i] * math.sin(2 * math.pi * freq[j] * P1[i] )

alpha_results = np.flip(np.sum(alpha, axis = 0) * 2, axis = 0 )

freq = np.flip(freq, axis = 0)

amp = np.zeros(len(P2),dtype = float)

fazis_abs = np.zeros(len(P2),dtype = float)

for i in range(0,len(P1)):

    amp[i] = math.sqrt(pszi_results[i] * pszi_results[i] + alpha_results[i] * alpha_results[i])

    fazis_abs[i] = abs(math.degrees(math.atan(alpha_results[i] / pszi_results[i])))

```

```

szog_eredo = np.zeros(len(P2),dtype = float)

phase = np.zeros(len(P2),dtype = float)

phase_korr = np.zeros(len(P2),dtype = float)

pi_normalt_fazis = np.zeros(len(P2),dtype = float)

delay = np.zeros(len(P2),dtype = float)

for i in range(0,len(P1)):

    if pszi_results[i] > 0 and alpha_results[i] > 0:

        szog_eredo[i] = fazis_abs[i]

    elif pszi_results[i] < 0 and alpha_results[i] > 0:

        szog_eredo[i] = 180 - fazis_abs[i]

    elif pszi_results[i] < 0 and alpha_results[i] < 0:

        szog_eredo[i] = -180 + fazis_abs[i]

    elif pszi_results[i] > 0 and alpha_results[i] < 0:

        szog_eredo[i] = -1 * fazis_abs[i]

    phase[i] = math.radians(szog_eredo[i])

    phase_korr[i] = abs(phase[i])

    pi_normalt_fazis[i] = phase_korr[i] / math.pi

    delay[i] = phase[i]/(2 * math.pi * freq[i])

P = np.zeros(len(xcor),dtype = float)

start = -max_range

for i in range(0,len(xcor)):

```

```

P[i] = start + i

xcor = np.array(xcor)

df = pd.DataFrame(np.hstack((P[:,None], xcor[:,None])))

df = df.rename(columns={0: "period", 1: "xcor"})

df.to_excel(writer, sheet_name='xcorr_' + city, index=False)

df = pd.DataFrame(np.hstack((freq[:,None], pszi_results[:,None], alpha_results[:,None],
amp[:,None], fazis_abs[:,None], szog_eredo[:,None], phase[:,None], phase_korr[:,None],
pi_normalt_fazis[:,None], delay[:,None])))

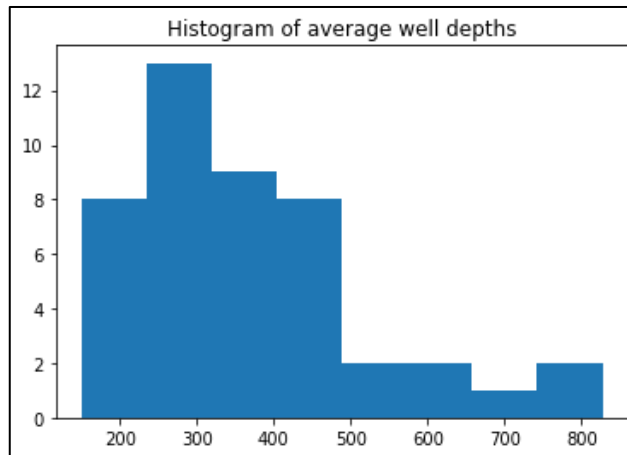
df = df.rename(columns={0: "freq", 1: "pszi_results", 2: "alpha_results", 3: "amp",4:
"fazis_abs", 5: "szog_eredo",6: "phase", 7: "phase_korr",8: "pi_normalt_fazis",9: "delay"})

df.to_excel(writer, sheet_name='amp_phase_' + city, index=False)

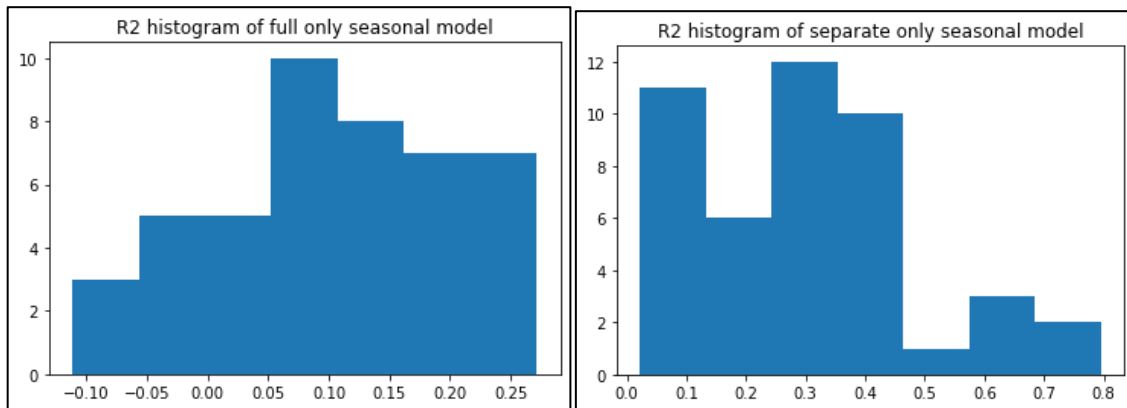
writer.save()

```

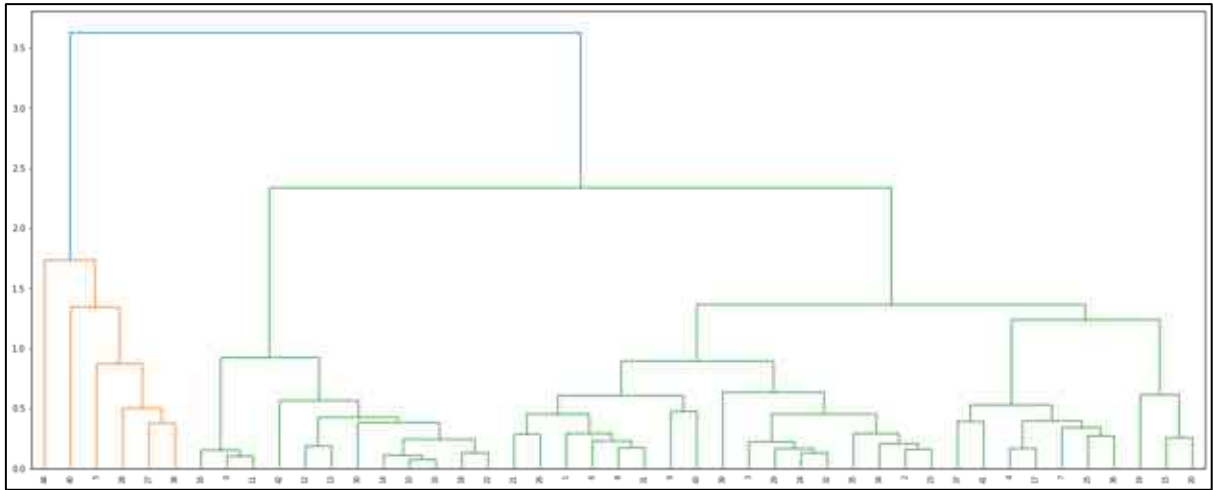
### 3. melléklet: A csoportosítás ábrái



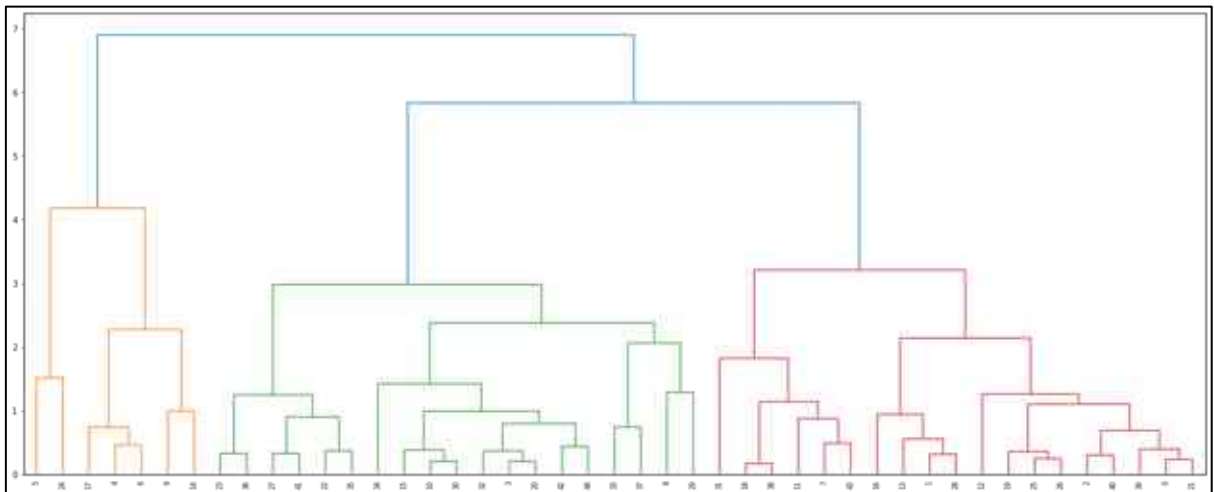
49. ábra: A kutak átlagos mélységének eloszlása (szerző saját szerkesztése)



50. ábra: A teljes és egyedi szezonális modell kutankénti R2 értékeinek eloszlása (szerző saját szerkesztése)



51. ábra: Idősoros elemzés paramétereinek dendrogramja (szerző saját szerkesztése)



52. ábra: A neurális háló embedding paramétereivel készült klaszterezés dendrogramja (szerző saját szerkesztése)