

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Meteorológiai Tanszék

**A Kárpát-medence várható éghajlata
ENSEMBLES szimulációk korrigált adatsorai
alapján Thornthwaite szerint**



Készítette:

Szelepcsényi Zoltán

Meteorológus MSc, éghajlatkutatói szakirányú hallgató

Témavezetők:

Dr. habil. Ács Ferenc

ELTE, Meteorológiai Tanszék

Breuer Hajnalka

ELTE, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2012

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	3
2. Irodalmi áttekintés	5
2.1 A globális és regionális éghajlat-modellezés	5
2.2 Az ENSEMBLES projekt és hazai vonatkozásai.....	8
2.3 A biofizikai klímaklasszifikációs módszerek	10
2.4 Thornthwaite éghajlat-osztályozási módszerének hazai vonatkozásai.....	13
3. Alkalmazott módszerek.....	15
3.1 Thornthwaite éghajlat-osztályozási módszere	15
3.2 Mann-Kendall trendteszt	20
3.3 Hibakorrektív eljárás	22
4. A felhasznált adatok	25
4.1 A kiválasztott ENSEMBLES projekciók.....	25
4.2 Az E-OBS adatbázis.....	27
5. Eredmények	28
5.1 A vízellátottság éves jellege	31
5.2 A hőellátottság éves jellege.....	36
5.3 A vízellátottság szezonális jellege	41
5.4 A hőellátottság szezonális jellege	44
6. Összefoglalás	49
7. Irodalomjegyzék	52
8. Köszönetnyilvánítás.....	57

1. Bevezetés

Manapság egyre több környezetvédelmi fórumon merül fel annak igénye, hogy az éghajlatváltozás tényét az eddigiekhez képest újult formában prezentáljuk. Elvárás, hogy egy átlagember is tényleges problémaként értékelje az éghajlatváltozás hatásait.

BARTHOLY *et al.* (2007) szerint Magyarországon a 2071–2100-as időszakban „... a melegedés várható mértéke [...] mindegyik évszakban meghaladja a 2,5 °C-ot, de kisebb lesz, mint 4,8 °C”. Jelenleg hazánkban a közepes évi hőingás 19–23 °C, míg az átlagos napi hőingás télen kb. 5–9 °C, nyáron 10–14 °C körüli (OMSZ, 2001). Ha összehasonlítjuk a prognosztizált melegedést (2,5 °C) mind az évi, mind a napi skálán jelenleg tapasztalható hőingásokkal, akkor láthatjuk, hogy a változások mértéke a kisebb. Tehát amennyiben az emberek csak a várható átlagos hőmérsékletemelkedés tényével szembesülnek, kevésbé veszik majd komolyan az éghajlatváltozást, mivel szinte nem is tartják majd azt „jelentős” változásnak. Ha viszont azt hangsúlyozzuk, hogy milyen tájökológiai változások mehetnek végbe, akár eme 2,5 °C-os hőmérsékletemelkedésnek köszönhetően, máris valósabb problémaként értékelhetik majd az éghajlatváltozás hatásait.

Az előbb felsorolt okokból adódóan éreztük annak szükségét, hogy a Kárpát-medencére prognosztizált változásokat egy komplexebb éghajlatleíró módszerrel értékeljük ki. A módszer kiválasztásánál szem előtt tartottuk, hogy az éghajlatváltozás hatásaként egy adott térségben módosulhatnak mind a hőmérséklet-, mind a csapadékviszonyok, amelyek így jelentős hatással bírhatnak akár a vegetáció térbeli eloszlására is. Emiatt mindenképp egy biofizikai éghajlat-osztályozási módszerre volt szükségünk. A szóba jöhető lehetőségek közül a legkomplexebbet, THORNTHWAITE (1948) módszerét választottuk.

Manapság a legelterjedtebb biofizikai jellegű klímaklasszifikációs módszer KÖPPEN (1936) módszere. E módszert az éghajlatváltozással kapcsolatos kutatásokban (pl. BECK *et al.*, 2006; RUBEL and KOTTEK, 2010) gyakorta használják. Köppen módszere azonban alkalmatlan hazánk éghajlatának részletes jellemzésére, mivel a különböző tájegységek klímái közötti eltéréseket nem képes megjeleníteni. Ezzel szemben Magyarország és a Kárpát-medence éghajlatának mezoskálájú változatossága THORNTHWAITE (1948) módszerével megfelelően jellemezhető (DRUCZA and ÁCS, 2006). E jellemzéseket korábban a CRU TS 1.2 adatbázis (MITCHELL *et al.*, 2003) használatával készítettem el Magyarországra, a múltszázadra vonatkozóan (SZELEPCSÉNYI, 2011). A jövőre, hazánk területére vonatkozó eredmények DRUCZA (2008) doktori értekezésében találhatóak meg. Drucza a szükséges adatokat BARTHOLY *et al.* (2003; 2004) alapján becsülte, akik az

éghajlatváltozás hazai hatásait globális klímamodellek eredményeinek statisztikus leskáázásával becsülték. Druca csak a 2050-es és a 2100-as évet kiragadva tudott vizsgálódni csekély számú (37 db) mintapont alapján. Napjainkban a globális klímamodellek eredményeinek leskáázása már idehaza (Országos Meteorológiai Szolgálat, ELTE Meteorológiai Tanszék) is dinamikus módon, regionális klímamodellekkel történik. Ezen modelleket általában 10–25 km-es felbontásban, tranziens módon a XXI. század végéig futtatják. Emiatt Druca vizsgálatával szemben felróható hiányosság, hogy eredményei a jelenlegi lehetőségek mellett sem térbeli, sem időbeli felbontást tekintve nem tekinthetők reprezentatívnak. Ennek kiküszöbölése végett célunk az volt, hogy Thornthwaite módszerét az ENSEMBLES projekt modelleredményeinek korrigált adatsoraira alkalmazzuk. Az ENSMEBLES projekt keretein belül több regionális klímamodellt futattak az 1950–2100-as időszakra, egységesen 25 km-es felbontásban. Így megfelelő térbeli felbontás mellett, a XXI. század teljes időszakát tudtuk vizsgálni, továbbá lehetőségünk nyílt a bizonytalanságok becslésére is.

Thornthwaite módszere a hőmérséklet és a csapadék havi idősorait igényli. Vizsgálatainkhoz 11 db klíma-szimulációt választottunk ki, amelyek mindegyike az A1B scenárióra vonatkozott. A projektben résztvevő regionális klímamodelleket (RCM) globális klímamodellek (GCM) hajtották meg. Thornthwaite módszerének alkalmazásakor a GCM-enként kiátlagolt hőmérséklet- és csapadékmezőket használtuk fel. Így nem csupán a várható éghajlatot tudtuk diagnosztizálni, hanem magát az éghajlatváltozás folyamatát és annak bizonytalanságát is. A víz- és hőellátottsági viszonyok alakulását a klímaindexek területi és időbeli változásai alapján becsültük. Az időbeli változások szignifikáns voltát pedig a klímaindexek trendesztjével vizsgáltuk. Így például a nedvességi index alapján detektálhattuk a Kárpát-medence azon tájait, amelyeket a jövőben az alkalmazott projekciók alapján a szárazodás folyamata érinthet.

2. Irodalmi áttekintés

2.1 A globális és regionális éghajlat-modellezés

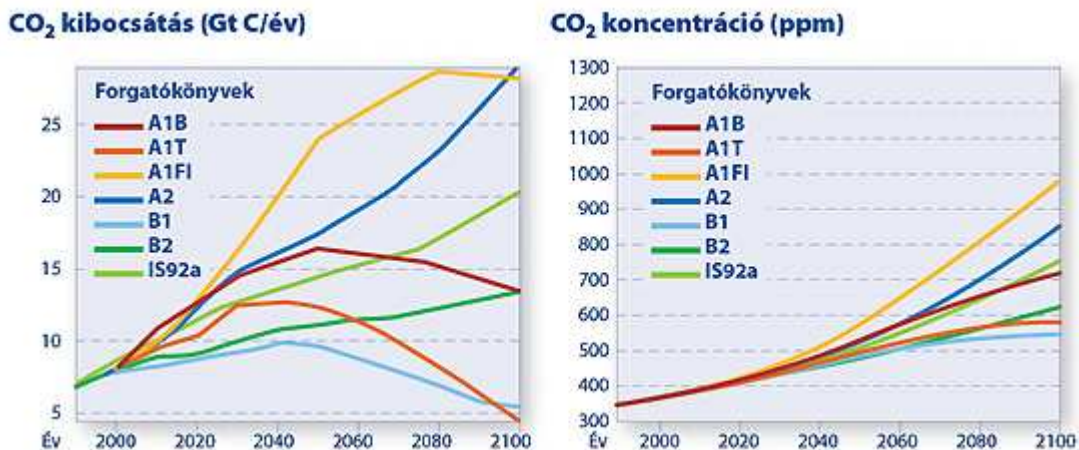
Az éghajlat az éghajlati rendszer által véges időszak alatt felvett állapotok statisztikai sokasága. Éghajlati rendszerként a légkör és a vele közvetlen kapcsolatban álló négy geoszféra által alkotott interaktív együttest definiáljuk.

A globális éghajlati modellek (GCM) segítségével képesek vagyunk modellezni az éghajlati rendszer egyes összetevőinek fizikai folyamatait, valamint az egyes komponensek közötti bonyolult kölcsönhatásokat és visszacsatolásokat. Mindvégig szem előtt kell tartanunk azonban, hogy a modell csupán egyszerűsített mása a valóságnak. Persze az sem elhanyagolható kérdés, hogy az idealizált rendszer így mennyire képes visszaadni a valóságot. A folyamatok leírását azokban az esetekben egyszerűsítjük, ha azok vagy túl bonyolultak – és ezáltal számításigényesek –, vagy a rácsávolságnál kisebb skálájúak. Az alkalmazott tér- és időskála tehát messzemenően meghatározza, hogy milyen paramaterizációt alkalmazhatunk a folyamatok leírására.

A modellekben az egyes fizikai törvényszerűségeket nemlineáris parciális differenciálegyenletekkel írjuk le, amelyek így kezdeti- és peremfeltételeket igényelnek. Ezen feladatok megoldása kizárólag numerikusan történhet. A modellezés során az egyes meteorológiai állapotváltozókat prognosztikusan, időlépcsőnként határozzuk meg. Általános megállapítás, de a kezdeti feltételek hamar elveszítik hatásukat, és így a külső kényszerek vezérlik tovább az állapotváltozó időbeli alakulását.

Míg az IPCC¹ 2001-es jelentése csak feltételezi (IPCC, 2001), addig a 2007-es jelentése már biztos tényként kezeli (IPCC, 2007), hogy az éghajlatváltozás folyamata jórészt antropogén hatásokkal magyarázható. Azonban az antropogén eredetű behatások jövőbeni alakulásáról csupán feltételezéseink lehetnek. Ennek számszerűsítése céljából különböző kibocsátási forgatókönyveket készítettek. Jelenleg négy alapforgatókönyvet különböztetünk meg, amelyeken belül akár több eset is létezhet (IPCC, 2000). Az egyes scenáriók – mint az emberiség éghajlati rendszerre gyakorolt hatását – az üvegházhatású gázok kibocsátásának és légköri koncentrációjának időbeli alakulását becslik széndioxid egyenértékében kifejezve (*1. ábra*). Az *1. ábrán* jól látszik, hogy a forgatókönyvek között optimistábbak és pesszimistábbak egyaránt vannak.

¹ Intergovernmental Panel on Climate Change (Éghajlatváltozási Kormányközi Testület)



1. ábra – A különböző üvegházhatású gázok széndioxid egyenértékben kifejezett kibocsátása (bal, a) és koncentrációja (jobb, b) a XXI. században különböző forgatókönyvek szerint (OMSZ, 2010)

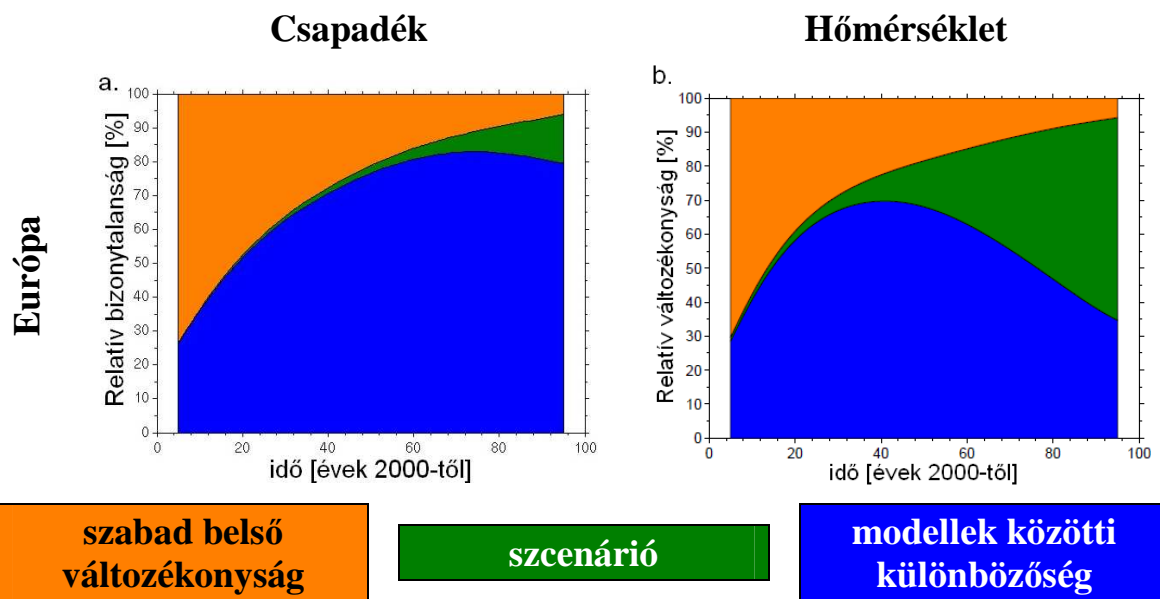
A GCM-ek segítségével tehát modellezni tudjuk az egyes scenáriók bekövetkezéséből eredő globális hatásokat. A GCM-ek azonban nem alkalmasak arra, hogy eredményeikből messzemenő következtetéseket vonhassunk le, például az éghajlatváltozás regionális vonatkozásait illetően. Hiszen valamely meteorológiai paraméter regionális szintű változásának előjele akár ellentétes is lehet a globálisan tapasztalténak. Továbbá a GCM-ek horizontális rácsfelbontása még napjainkban sem haladja meg a 100 km-t, azaz például hazánkat csupán néhány rácspont reprezentálja. A finomabb térbeli felbontású eredményekhez ún. leskálázásra van szükségünk, amely vagy statisztikusan, vagy dinamikusan történhet meg.

A statisztikus leskálázás lényege, hogy a GCM eredményei és a regionálisan elvégzett mérések között statisztikai kapcsolatot állítunk fel, végül ezt vetítjük ki a jövőre (WILBY *et al.*, 1998). A módszer előnye, hogy nem igényel nagyobb számítási kapacitást; viszont alkalmazhatóságához hosszú és jó minőségű adatsorra van szükségünk, amely csak igen ritka esetben áll rendelkezésünkre.

Dinamikus leskálázást kétféle módon végezhetünk: a. változó felbontású GCM-mel (DÉQUÉ *et al.*, 1998); illetve b. regionális éghajlati modellel (GIORGI and BATES, 1989). A változó felbontású GCM-eknél finomabb felbontást csupán a számunkra fontosabb területekre alkalmazunk, így a rendelkezésre álló számítási kapacitás is elegendőnek bizonyulhat. A regionális klímamodellek (RCM) pedig a GCM-ek eredményeit peremfeltételként felhasználva egy szűkebb tartományra készítenek projekciókat, így kisebb számítási kapacitást igényelnek. Az RCM-ek mellett szól, hogy a GCM-ekhez képest jobban közelítik az extrém időjárási események bekövetkezésének valószínűségét, hiszen bennük mind a domborzatot, mind a legtöbb fizikai folyamatot pontosabban tudjuk

leírni. A számítástechnika rohamos fejlődése révén az RCM-ek napjainkban akár az 5–10 km-es horizontális felbontást is elérhetik már.

Az RCM-ek validálásakor gyakorta tapasztaljuk, hogy valamely modell például megfelelően becsli a csapadékot, míg jóval pontatlanabban a hőmérsékletet; illetve fordítva. Ekkor természetesen korrigálhatjuk a parametrizációkat; de mindvégig szem előtt kell tartanunk, hogy tökéletes modellt soha sem fogunk tudni megalkotni. A szimulációkban rejlő bizonytalanság többnyire három tényezőtől származhat: a. az éghajlati rendszer szabad belső változékonyságából; b. a modellek közötti különbségekből; illetve c. az alkalmazott scenárióból. Természetesen a vizsgálat tárgya (meteorológiai állapothatározó, terület, időszak) is hatással van arra, hogy az egyes tényezőknek mekkora a részesedése a teljes bizonytalanságból. Ezt érzékelteti igen szemléletesen a 2. ábra is. HAWKINS and SUTTON (2009; 2011) például úgy találta a hőmérséklet és a csapadék 10 éves átlagának vizsgálatakor, hogy a közeljövőben mindkét esetben a bizonytalanság nagyrészt a szabadbelső változékonyságból és a modellek közötti különbségekből adódhat, és így a scenárióválasztásnak lehet a legkevesebb hatása.



2. ábra – A modell-szimulációkban rejlő legfőbb bizonytalansági tényezők hozzájárulása százalékos arányban a teljes bizonytalansághoz a hőmérséklet és a csapadék 10 éves átlagának esetében a 2000–2100-as időszakban (HAWKINS and SUTTON, 2009; 2011)

2.2 Az ENSEMBLES projekt és hazai vonatkozásai

Mint azt fentebb is hangsúlyoztuk a klíma-szimulációk különböző bizonytalanságokkal lehetnek terheltek. Az éghajlatváltozás regionális hatásainak elemzésekor így semmiképpen sem támaszkodhatunk csupán egy modellfutás eredményére. Mindenképpen célszerű tehát ugyanazon területre több projekciót is elkészíteni, és azokat együttesen kiértékelni. A különböző regionális modellekkel kapott eredmények összehasonlítása ugyanis messzemenő információt szolgáltat a projekciók bizonytalanságáról. A bizonytalanságok vizsgálata és a több modellkísérlet együttes megvalósítása érdekében több európai projekt is létrejött már, közülük az egyik legkiemelkedőbb az ENSEMBLES projekt (VAN DER LINDEN and MITCHELL, 2009).

Az ENSEMBLES projekt az Európai Unió VI. keretprogramjának támogatásában zajlott le 2004 és 2009 között. Célja az volt, hogy a döntéshozók és a helyi közösségek számára összegezze az éghajlatváltozás várható európai hatásait. A projekt újszerűségét az adta, hogy az Európára várható éghajlatváltozást több projekció alapján finom horizontális felbontás mellett becsülték, így a változások bizonytalanságáról is információt kaptak.

Az ENSEMBLE projekt során egységesen a közepesnek tekinthető A1B scenárióra nézve vizsgáldtak. Az egységes scenárióhasználat miatt megfelelően tudták becsülni a közeljövő éghajlatát, ugyanis mint korábban hangsúlyoztuk a scenárióválasztásnak csak az évszázad második felében van jelentősége. Az évszázad elején a modellek közötti különbség kormányozza az egyes projekciókat. A regionális modelleket a projekt során egységesen 1950-től vagy 2050-ig, vagy 2100-ig, tranziens módon futtatták. A projekt során követelmény volt, hogy a futások 25 km-es rácsfelbontással készüljenek el. A projekt keretei között végül is összesen 25 db projekciót készítettek el, amelyhez alapvetően hat globális éghajlati modell szolgáltatva a kezdeti- és peremfeltételeket.

Az ENSEMBLES projekt egyik előnye, hogy eredményeit kutatási célokra rendelkezésre bocsátja. Így hazánkban is már számos diplomamunka, dolgozat és cikk (pl. PONGRÁCZ *et al.*, 2011) született már ezen adatokra támaszkodva.

KIS (2012) dolgozatában például extrém csapadékindexeket vizsgált a Kárpát-medencére vonatkozóan, 11 projekció alapján. Kis azonban nem közvetlenül a nyers adatokkal dolgozott, a felhasznált csapadékmezőkre először egy hibakorrekciós eljárást alkalmazott. Ezt a korrekciós eljárást vizsgálataink során mi is felhasználtuk, a napi középhőmérsékletek leválasztott mezőire elsőként alkalmaztuk.

SZABÓ (2010) diplomamunkájában az ENSEMBLES projekt keretei között futatott modellek közül ötöt választott ki, és ezekre vonatkozóan vizsgálta az éghajlatváltozás hatását a hazai turisztikai kínálatra. Szabó valójában különféle extrém hőmérséklet- és csapadékindexeknek a változását vizsgálta Magyarország frekventáltabb turisztikai célpontjaira nézve.

MESTERHÁZY (2012) dolgozatában a Kárpát-medence szőlőtermesztésének várható alakulását mutatta be a Nemzetközi Elméleti Fizikai Központ (ICTP) által futatott RegCM regionális klímamodell outputjainak felhasználásával. Ez a modellfuttatás is az ENSEMBLES projekt keretei között valósult meg. Habár a dolgozat csupán egy futás eredményeit dolgozza fel, mégis e téma felvetése is jól mutatja, hogy a 2009-ben lezárult projekt jelen pillanatban azzal teljesebben ki, hogy produktumait közvetve különböző hatástanulmányokhoz használják fel. Thornthwaite éghajlatelemző módszerének alkalmazása révén a mi vizsgáltunk is azon hatástanulmányokhoz kíván felzárkózni, amelyek a meteorológia rokonterületein kijelölt problémák megoldásához az ENSEMBLES projekt eredményeit használják fel.

2.3 A biofizikai klímaklasszifikációs módszerek

Egy növényföldrajzi térkép egyúttal klímaterkép is, hiszen a növényzet a környezet hatásait ötvöző megjelenési formája az éghajlatnak. Ez a felismerés kellett ahhoz, hogy megszülessenek az első biofizikai jellegű éghajlatelemző módszerek. Az éghajlat és a vegetáció közötti kapcsolatot elsőként Alexander von Humboldt ismerte fel a XIX. század elején (VON HUMBOLDT, 1806; VON HUMBOLDT and BONPLAND, 1807). Humboldt észrevette, hogy egymástól távol eső területek vegetációjában szerkezeti és funkcionális hasonlóságok csak akkor jelentkeznek, ha az adott területek éghajlata is hasonló. E felismerés eredményeképpen botanikusok kezdték el vizsgálni a hőmérséklet és a csapadék növényzetre gyakorolt fenológiai és fiziológiai hatását. Előbb GRISEBACH (1866; 1872) és DRUDE (1884) mutatták be a Föld vegetációinak területi eloszlásáról szóló munkáikat, majd DE CANDOLLE (1874) csoportosította a növényeket hőigényük és szárazságtűrésük alapján. Nagy előrelépést jelentett a modern biofizikai éghajlatleíró módszerek kialakulásában SUPAN (1879) egész Földet átfogó klímarendszere is, amely az egyes éghajlati öveget már izotermákkal határolta el egymástól.

A XIX. század közepére tehát egyértelművé vált, hogy a vegetáció és az éghajlat közötti kapcsolat szoros. Továbbá az is nyilvánvalóvá vált, hogy minden leíró jellegű osztályozás csupán közelítése a valóságnak, tehát „... csak néhány döntő tényező kiemelésére, térbeli elhatárolására szorítkozhat (JUSTYÁK, 1995).” Idővel megállapították azt is, az éghajlat jellegét „... két alapvető tényezőcsoport határozza meg: a hőellátottság és a vízellátottság. Az előbbit többnyire megfelelően tükrözik a hőmérsékleti viszonyok, az utóbbit pedig a [...] csapadék mennyisége és évszakos eloszlása, továbbá a csapadék és párolgás különbsége: a klimatikus vízmérleg (BORHIDI, 1981).”

A klíma jellegének indexekkel történő tipizálására vonatkozóan számtalan kísérlet történt. Ilyen például LANG (1915) esőfaktora, GORCZYNSKI (1920) kontinentalitási indexe, DE MARTONNE (1926) ariditási indexe, MEYER (1926) csapadékból és telítési hiányból képzett hányadosa, EMBERGER (1930) kontinentalitási indexe, illetve BUDYKO (1974) ariditási indexe. Eme indexek közül jó néhány kifejezetten a vegetációhatárokhoz illeszkedve próbálta meg kijelölni az egyes osztályokat.

A biofizikai jellegű klímaklasszifikációs módszerek is a vegetációhatárok számításba vételén, de komplexebb eljárások alkalmazásán alapulnak. E módszerek átmenetet képeznek a bonyolultabb leíró jellegű éghajlat-osztályozások és az egyszerűbb diagnosztikus jellegű talaj-növény-légkör modellek között. A biofizikai klíma-

klasszifikációs módszerek sajátossága a feltételezés, miszerint valamely terület éghajlatát a légkör és a bioszféra közötti kölcsönhatások is alakíthatják. Így ezek a módszerek a légköri komponens mellett számításba veszik a vegetációt és esetlegesen a talajt is, illetve azok válaszreakcióját a légköri kényszerekre. A három talán legismertebb biofizikai éghajlat-osztályozás KÖPPEN (1884; 1900; 1918; 1923; 1936), HOLDRIDGE (1947; 1959; 1967) és THORNTHWAITE (1931; 1933; 1943; 1948) módszere. Az osztályozási módszerek komplexitásuk tekintetében igen eltérőek. A komplexitásról három tényező alapján tudunk tájékozódni: egyrészt a vegetációhoz való viszony, másrészt a potenciális evapotranszspiráció becslésének módja, harmadrészt a talaj tulajdonságainak számításba vétele alapján. A fenti módszerek komplexitásáról az *1. táblázat* alapján tájékozódhatunk.

Osztályozási módszer	Vegetáció	PE	Talaj
1. THORNTHWAITE (1948)	+	+	+
2. HOLDRIDGE (1967)	+	+	-
3. KÖPPEN (1936)	+	-	-

1. táblázat – A biofizikai jellegű éghajlat-osztályozási módszerek komplexitása a vegetációhoz való viszony, a potenciális evapotranszspiráció (PE) becslése és a talaj tulajdonságainak számításba vétele alapján

Közös ismerv, hogy mindhárom klasszifikáció valamilyen úton-módon figyelembe veszi a vegetációhatárokat. KÖPPEN (1900) például saját osztályozási módszerét Grisebach globális vegetáció-térképei és a korábban említett de Candolle-féle vegetációcsoportok alapján készítette el. HOLDRIDGE (1967) az egyes klímákat potenciális vegetációk segítségével definiálta, úgy hogy klímaindexével a vegetációtípusok zavartalan működéséhez szükséges létfeltételeket állapított meg. Továbbá egyik indexének, az évi közepes biohőmérséklet fogalmának definiálásakor figyelembe vette azt is, hogy a növényzet szervesanyag-előállítására csak bizonyos hőmérsékleti határok között valósulhat meg. THORNTHWAITE (1948) a nedvességi tartományok kijelölésekor figyelembe vette a természetes növénytakaró területi eloszlását is.

A komplexitás természetesen függ a potenciális evapotranszspiráció (PE) becslésének módszerétől is. KÖPPEN (1936) a PE értékét még nem becsülte direkt módon, azonban a száraz klímák definiálására, illetve a nedvességbeli különbözőségek feltérképezésére érték-összehasonlító képleteket dolgozott ki. HOLDRIDGE (1959) a PE éves összegét az évi közepes biohőmérséklet és egy tapasztalati érték szorzataként számította, amely így még eléggé kezdetlegesnek tekinthető. THORNTHWAITE (1948) is a

hőmérsékleti értékeket felhasználva becsülte a **PE** értékét, azonban havi bontásban a csillagászatilag lehetséges napfényes órák számával korrigálva számította azt.

HOLDRIDGE (1967) a nedvességi viszonyokat a potenciális párolgási arány segítségével jellemezte, amelyet a potenciális evapotranszpiráció és a csapadék éves összegének hányadosaként számított. THORNTHWAITE (1948) a vízellátottság jellemzésére egy olyan mérőszámot vezetett be, amelyet a vízhiány és a víztöbblet éves összege alapján számított. A klimatikus vízmérleg eme két összetevőjét pedig egy egyszerű csöbör modell segítségével becsülte. Így a csöbör modell révén módszerében – a légköri tényezők mellett – a talaj hatása is érvényesülhetett. Thornthwaite azonban uniformizálta a talaj szerepét, ugyanis módszere sem a talajok szemcseösszetételében, sem az egyéb fizikai jellemzőkben rejlő különbségeket nem vette figyelembe. Megemlítendő, hogy Thornthwaite módszere esetlegesen – a talaj fizikai jellemzőinek figyelembevételével – tovább árnyalható (ÁCS *et al.*, 2005; DRUCZA and ÁCS, 2006).

2.4 Thornthwaite éghajlat-osztályozási módszerének hazai vonatkozásai

Hazánkban Thornthwaite módszerét a múltban többnyire csak a potenciális evapotranszpiráció összegének, illetve a vízmérleg további tényezőinek becslésére alkalmazták (pl. SZESZTAY, 1958; KAKAS és SZEPESINÉ, 1963; SZÁSZ, 1963).

A módszert hazánkban éghajlat-osztályozás céljából már jóval kevesebbszer alkalmazták. BERÉNYI (1943) például már igen korán elkészítette Magyarország Thornthwaite rendszerű éghajlati térképét, és vizsgálta annak növényföldrajzi vonatkozásait is. Hazánk múltbéli éghajlatát mi is elemeztük különböző biofizika jellegű klímaklasszifikációs módszerek segítségével (SZELEPCSÉNYI *et al.*, 2009). Thornthwaite módszere alapján például hazánk az 1901–1950-es időszakban a hőellátottság tekintetében homogénnek bizonyult, így munkánk során csak a vízellátottság éves és szezonális jellegét elemeztük. Ez esetben az éghajlatot csak egy adott időszakra nézve tudtuk tanulmányozni. Kíváncsiak voltunk azonban, hogy Thornthwaite módszerével miként realizálható az éghajlatváltozás folyamata. E célból már a CRU TS 1.2 adatbázis (MITCHELL *et al.*, 2003) használatával vizsgálódunk (SZELEPCSÉNYI, 2011). Ekkor már a hőellátottság éves és évszakos jellemzőit is elemeztük.

Thornthwaite módszerét a jövőre vonatkozóan éghajlat-osztályozási célokból Magyarországra nézve elsőként DRUCZA (2008) alkalmazta, azonban elemzése során ő is csak a vízellátottság éves és szezonális jellemzésére szorítkozott. Drucza emellett módosította Thornthwaite módszerét, így eredményei nem vethetőek össze a jelenlegi vizsgálatok eredményeivel. Az eredeti módszerben a hasznos talajvízkészlet a talajtextúrától függetlenül egységesen 100 mm volt. A módosítás révén azonban a talaj hasznos vízkészletét a talaj fizikai féleségétől tette függővé.

DRUCZA (2008) doktori értekezésében a múltat, a jelent és a jövőt egyaránt vizsgálta. A múltat ő is az 1901–1950-es időszyakkal jellemezte, míg a jelent az 1951–2000-es időszyakkal. A jövőre vonatkozóan azonban csak a 2050-es és a 2100-as évet kiragadva tudott vizsgáldni csekély számú (37 db) mintapont alapján. Drucza a 2050-re és 2100-ra vonatkozó hőmérséklet és csapadékadatokat BARTHOLY *et al.* (2003; 2004) alapján becsülte. Bartholy és munkatársai a hőmérséklet és a csapadék regionális projekcióit a MAGICC/SCENGEN² (HULME *et al.*, 2000) szcenárió generátor felhasználásával állították elő. A regionális projekciók 16 globális klímamodell (GCM) eredményeinek felhasználásával készültek és a négy fő globális emissziós szcenárióra (IPCC, 2000)

² Model for the Assessment of Greenhouse-gas Induced Climate Change/SCENario GENerator (Az üvegházhatások gázok okozta éghajlatváltozás modellezése/Szcenárió generátor)

vonatkoztak. Drucza a vizsgálatokhoz felhasznált klímaállomások 2050-re és 2100-ra vonatkozó várható hőmérséklet- és csapadéksorát az 1951–1990-es időszak mért adatai és a rendelkezésére bocsátott projekciók alapján származtatta. Az osztályozáshoz szükséges vízmérleg összetevőket végül projekciónként becsülte, azaz a 16 GCM és a 4 scenáriócsalád felhasználásával minden egyes klímaállomásra 64 db esetet tudott vizsgálni. Eredményeinek térképes ábrázolásakor azonban csak az A2 scenárióra vonatkozóakat mutatta be. Munkájában a 16 GCM átlagából származtatott térképeket közölte 2050-re és 2100-ra vonatkozóan.

Drucza vizsgálatával szemben tehát felróható hiányosság, hogy eredményeit sem térbeli, sem időbeli felbontást tekintve nem tekinthetjük reprezentatívnak. Ennek kiküszöbölése végett célunk az volt, hogy Thornthwaite módszerét több regionális klímamodell eredményeire, hosszabb időszakra nézve alkalmazzuk megfelelő térbeli felbontás mellett. Vizsgálataink adatbázisául így az ENSEMBLES projekt korrigált adatsorait választottuk. E klíma-szimulációkat egységesen a közepesnek tekinthető A1B scenárióra nézve, finom (25 km-es) horizontális felbontás mellett készítették el. A modelleket egységesen 1950-től vagy 2050-ig, vagy 2100-ig, tranziens módon futtatták. A rendelkezésre álló projekciókból 11 db-ot választottunk ki, amelyek mindegyike 2100-ig tartalmazott adatokat. Vizsgálataink tárgya a Kárpát-medence volt, így a módszer alkalmazásához szükséges hőmérséklet- és csapadékmezőkből a k. h. 13,875–26,375°-a és az é. sz. 43,625–50,625°-a közötti területet választottuk le. Vizsgálataink ily módon – a használt tér- és időskálák vonatkozásában – pótolni kívánják a korábban megfogalmazott hiányosságokat.

3. Alkalmazott módszerek

3.1 Thornthwaite éghajlat-osztályozási módszere

THORNTHWAITE (1948) felismerte, hogy az éghajlat jellemzése a talaj és a vegetáció vízforgalma alapján is lehetséges. Módszerének kidolgozásával elérte, hogy a különböző klímákat egzakt módon, az ún. hidroklimatikus viszonyokra támaszkodva, indexek alkalmazásával is összehasonlíthassuk.

Módszerének alappilléret a potenciális evapotranszspiráció (**PE**) meghatározása képezi. A **PE** mennyisége azt fejezi ki, hogy mennyi víz párologna el abban az esetben, ha a talajnedvesség nem jelentkezne limitáló tényezőként, és a párolgás folyamatát csupán a légköri állapotváltozók befolyásolnák. Ennek megfelelően THORNTHWAITE (1948) a **PE** értékét csak a légköri tényezők függvényében becsli. Az osztályozás során ezen értékeket nemcsak a hidrofizikai, hanem a hőellátottsági viszonyok leírására is használja (ÁCS *et al.*, 2005).

THORNTHWAITE (1948) az éghajlatokat klímaképletek formájában jellemzi. Egy klímaképletet négy betű alkot. A képlet meghatározásához alapvetően öt származtatott mennyiséget alkalmaz: a nedvességi indexet (I_m), a potenciális evapotranszspiráció éves összegét (APE), a vízhiánnyal arányos ariditási indexet (I_a), a víztöbblettel arányos humiditási indexet (I_h), illetve a potenciális evapotranszspiráció nyári és éves összegének arányát (SC). A klímaképletek első betűjének meghatározása a nedvességi állapotot éves szinten jellemző I_m alapján történik. Mint már azt fentebb hangsúlyoztuk, a hőellátottság jellemezése a légköri feltételek mellett lehetséges párolgás alapján, az APE segítségével történik (második betű). A klímaképletek utolsó két betűje pedig az évszakos jellemzésre szolgál. A harmadik betűt az I_a vagy az I_h határozza meg, attól függően, hogy száraz vagy nedves klímáról van-e szó. Míg az utolsó betűt az SC alapján származtatjuk.

Az osztályozás során alkalmazott indexeket a következőképpen számoljuk:

$$I_m = I_h - 0,6 \cdot I_a \quad (1)$$

$$I_h = \frac{100 \cdot AS}{APE} \quad (2)$$

$$I_a = \frac{100 \cdot AD}{APE} \quad (3)$$

$$SC = \frac{100 \cdot SPE}{APE} \quad (4)$$

, ahol I_m , I_h és I_a a dimenziótlan nedvességi, humiditási és ariditási index, AS és AD a víztöbblet és vízhiány éves összege [mm], SPE és APE a potenciális evapotranszpiráció nyári és éves összege [mm], SC a **PE** nyári és éves összegének százalékos aránya [%].

Ahogy az a fenti képletek kapcsán is látjuk, az összes alkalmazott index közül talán az APE meghatározása a legfontosabb, hiszen ismerete nélkülözhetetlen az összes többi értelmezéséhez. Az APE parametrizálásának lehetőségeit BREUER (2007) diplomaunkájában részletesen ismertette. Szerinte az egyes módszerek nemcsak az eljárás, hanem a területi alkalmazhatóság tekintetében is különböznek egymástól. Ajánlása szerint az APE hazánkban a kizárólagosan léghőmérsékleti értékeket alkalmazó módszerek közül THORNTHWAITE (1948) módszerével becsülhető a legmegfelelőbbben. THORNTHWAITE (1948) felismerte, hogy a párolgás és a hőmérséklet között hasonlóan szoros fizikai kapcsolat van, mint a párolgás és a sugárzás között. Mindemellett tisztában volt azzal is, hogy pontos és kellő felbontású adatok a sugárzásra vonatkozóan még hosszú ideig nem fognak rendelkezésre állni. Így parametrizációjához a sugárzás helyett a hőmérsékletet használta. Az APE meghatározása a szakirodalomban végül is WILLMOTT *et al.* (1985) leírása szerint terjedt el:

$$APE = \sum_{t=1}^{12} MPE_t \cdot \left(\frac{L_t}{12 h} \right) \cdot \left(\frac{N_t}{30 \text{ nap}} \right) \quad (5)$$

, ahol MPE_t a t -edik hónap potenciális evapotranszpirációjának korrigálatlan havi összege [mm], L_t a nappalok hosszának havi átlaga a t -edik hónapban [h], N_t a t -edik hónap napjainak száma [nap].

A **PE** korrigálatlan havi összegét (MPE_t) a következőképpen származtatjuk:

$$MPE_t = \begin{cases} 0 & , \text{ha } T_t < 0^\circ\text{C} \\ 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot T_t}{I} \right)^A & , \text{ha } 0^\circ\text{C} \leq T_t < 26,5^\circ\text{C} \\ -415,85 + 32,24 \cdot T_t - 0,43 \cdot T_t^2 & , \text{ha } T_t \geq 26,5^\circ\text{C} \end{cases} \quad (6)$$

, ahol T_t a t -edik hónap havi középhőmérséklet [$^\circ\text{C}$], míg I és A a következőképpen áll elő:

$$I = \sum_{t=1}^{12} \left(\frac{T_t}{5} \right)^{1,514} \quad (7)$$

$$A = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,792 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,49239 \quad (8)$$

Mivel a módszert eredetileg a **PE** napi becslésére alkották meg, ezért a havi összegek meghatározásához a havonta lehetséges beérkező napsugárzás függvényében korrigálni

kell értékeket. A korrekcióhoz szükséges a nappalok hosszának havi átlaga (L_t), amelyet a gyakorlatban az adott hónap 15. napjára vonatkozó csillagászatilag lehetséges napfényes órák számával közelítünk a következő egyenlet alapján:

$$L_t = \frac{2}{15} \cdot \arccos(-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta_t)) \quad (9)$$

, ahol φ az adott földrajzi szélesség fokban kifejezve, a δ_t a t -edik hónap 15. napján a deklináció szöge fokban megadva.

A deklinációt (δ) a következő egyenlet alapján határozhatjuk meg:

$$\delta = -23,45^\circ \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365,25} \cdot (m + 11)\right) \quad (10)$$

, ahol m az adott nap Gergely-naptár szerinti sorszáma (pl. február 1-je esetén $m = 32$).

A korábban ismertetett klímaindexekben megjelent a víztöbblet és a vízhiány éves összege (AS , AD) is. A vízmérleg eme összetevőit egy egyszerű csöbör modell segítségével becsüljük. A modellben a csöbör 1 m mély és 1 m² alapterületű talajtömb, amelynek hasznos vízkészlete³ 100 mm. A csöbört a csapadék (**R**) tölti, a **PE** pedig üríti. A csöbör falain keresztül oldalirányú vízmozgás nincs. Amikor a vízmennyiség eléri a hasznos vízkészlet mennyiségét, a csöbör megtelik; és amennyiben az **R** nagyobb, mint a **PE**, víztöbblet (**S**) keletkezik. Ha viszont a csöbör teljesen kiürül, és közben a **PE** nagyobb, mint az **R**, vízhiány (**D**) keletkezik. Láthatjuk tehát, hogy a csöbör speciális: fentről kaphat is, és veszíthet is vizet, míg alulról csak kaphat. A modell fizikai jellegét a **PE** parametrizációja és a csöbör alkalmazása, míg biológiai jellegét a hasznos vízkészlet fogalmának bevezetése biztosítja. Thornthwaite azonban a hasznos vízkészlet megállapításakor nem veszi számításba a talaj fizikai féleségét, illetve nem tesz különbséget a csupasz talaj és a növényzet között sem. A keletkező **S** lefolyásával kapcsolatban pedig semmilyen információt nem ad.

A modell jellegét látva egyértelmű, hogy az AS és az AD megállapításához nélkülözhetetlen a talajvízkészlet évi menetének becslése. A vízkészletet havi időléptékben prognosztikusan (esetünkben Euler explicit numerikus sémával) becsüljük, a következő megkötetéseket alkalmazva:

$$\Theta_{t+1} = \begin{cases} 0 \text{ mm} & , \text{ha } \Theta_t + \Delta\Theta_{t+1} \cdot \Delta t < 0 \text{ mm} \\ \Theta_t + \Delta\Theta_{t+1} \cdot \Delta t & , \text{ha } 0 \text{ mm} \leq \Theta_t + \Delta\Theta_{t+1} \cdot \Delta t < 100 \text{ mm} \\ 100 \text{ mm} & , \text{ha } \Theta_t + \Delta\Theta_{t+1} \cdot \Delta t \geq 100 \text{ mm} \end{cases} \quad (11)$$

³ Hasznos vízkészlet: az a vízmennyiség, ami a növényzet számára hozzáférhető.

, ahol Θ_t a t -edik hónap talajvízkészlete [mm], Δt az időlépték [hónap], illetve $\Delta\Theta_{t+1}$ pedig a $t+1$ -edik hónap talajvízkészletének megváltozása, amelyet a következő egyenlet alapján becslünk:

$$\Delta\Theta_{t+1} = MR_{t+1} - MPE^c_{t+1} \quad (12)$$

, ahol MR_{t+1} pedig a $t+1$ -edik hónap csapadékösszege [mm·hónap⁻¹], MPE^c_{t+1} a $t+1$ -edik hónap potenciális evapotranspirációjának korrigált összege [mm·hónap⁻¹].

A havi vízkészlet (Θ_t) ismeretében a víztöbblet és a vízhiány havi értéke (MS_t , MD_t) is már könnyen származtatható a következő összefüggések alapján:

$$MS_t = \begin{cases} MR_t - MPE^c_t & , \text{ ha } \Theta_t = 100 \text{ mm} \\ 0 & , \text{ ha } \Theta_t \neq 100 \text{ mm} \end{cases} \quad (13)$$

$$MD_t = \begin{cases} MPE^c_t - MR_t & , \text{ ha } \Theta_t = 0 \text{ mm} \\ 0 & , \text{ ha } \Theta_t \neq 0 \text{ mm} \end{cases} \quad (14)$$

, ahol MS_t a t -edik hónap víztöbblete [mm·hónap⁻¹], MD_t a t -edik hónap vízhiánya [mm·hónap⁻¹].

A havi értékek összegzésével pedig egyszerűen számítható az AS és az AD :

$$AS = \sum_{t=1}^{12} MS_t \quad (15)$$

$$AD = \sum_{t=1}^{12} MD_t \quad (16)$$

Ha a vízkészlet kezdeti értékeit nem ismerjük, a számításokat többször, iteratív módon kell megismételni, azaz az ún. „egyensúlyi évre” kell törekedni. Az iterációval kapott kezdeti értéket akkor fogadhatjuk el, ha az egyes iterációs lépések közötti vízmérleg-különbség (WBD) 10^{-3} mm-nél kisebb. A WBD értékét ez esetben a következő egyszerű összefüggés alapján állapítjuk meg:

$$WBD = |AR - APE - AS + AD| \quad (17)$$

, ahol WBD a vízmérleg-különbség [mm], AR a csapadék éves összege [mm].

A módszertani leírásból kitűnik, hogy valamely hónap vízkészletét – általában a Θ_1 -et, azaz a januári hónapét – magunknak kell megválasztani. Az északi félgömb mérsékelt égövében, így a Kárpát-medencében is januárban általában az **R** nagyobb, mint a **PE**, azaz ebben a hónapban víztöbblet keletkezik. Emiatt esetünkben célszerű a talajvízkészletet a maximális értékre beállítani ($\Theta_1 = 100$ mm).

A klímaképletek negyedik betűt a **PE** nyári és éves összegének aránya (*SC*) határozza meg. Ennek meghatározásához azonban még szükségünk van az *SPE* értékére, amit a következőképpen számíthatunk:

$$SPE = \begin{cases} MPE^c_6 + MPE^c_7 + MPE^c_8 & , \text{ha } \varphi \geq 0^\circ \\ MPE^c_1 + MPE^c_2 + MPE^c_{12} & , \text{ha } \varphi < 0^\circ \end{cases} \quad (18)$$

Végezetül tekintsük a klímaképlet egyes betűinek lehetséges típusait, azaz a nedvességi indexnek (*I_m*), a potenciális evapotranszpiráció éves összegének (*APE*), az ariditási és a humiditási indexnek (*I_a*, *I_h*), illetve a **PE** nyári és éves összegéből képzett hányadosnak (*SC*) a lehetséges értékeit és azok jelentéseit (2. táblázat).

1. betű	A vízellátottság éves jellege	<i>I_m</i>
A	Perhumid	> 100
B ₄	Humid	80 – 100
B ₃		60 – 80
B ₂		40 – 60
B ₁		20 – 40
C ₂	Nedves szubhumid	0 – 20
C ₁	Száraz szubhumid	-20 – 0
D	Szemiarid	-40 – -20
E	Arid	-60 – -40

2. betű	A hőellátottság éves jellege	<i>APE</i> [mm]
A'	Megatermális	> 1140
B' ₄	Mezotermális	997 – 1140
B' ₃		855 – 997
B' ₂		712 – 855
B' ₁		570 – 712
C' ₂	Mikrotermális	427 – 570
C' ₁		285 – 427
D'	Tundra	142 – 285
E'	Fagyos	< 142

3. betű	A vízellátottság szezonális jellege	
Nedves éghajlatok (A, B, C ₂)		<i>I_a</i>
r	kicsi vagy nem szezonális vízhiány	0 – 16,7
s	közepes nyári vízhiány	16,7 –
w	közepes téli vízhiány	33,3
s ₂	nagy nyári vízhiány	> 33,3
w ₂	nagy téli vízhiány	
Száraz éghajlatok (C ₁ , D, E)		<i>I_h</i>
d	kicsi vagy nem szezonális víztöbblet	0 – 10
s	közepes téli víztöbblet	10 – 20
w	közepes nyári víztöbblet	
s ₂	nagy téli víztöbblet	> 20
w ₂	nagy nyári víztöbblet	

4. betű	A hőellátottság szezonális jellege	<i>SC</i> [%]
a'	Megatermális	< 48
b' ₄	Mezotermális	48 – 51,9
b' ₃		51,9 – 56,3
b' ₂		56,3 – 61,6
b' ₁		61,6 – 68
c' ₂	Mikrotermális	68 – 76,3
c' ₁		76,3 – 88
d'	Tundra	> 88

2. táblázat – A klímaképlet betűinek lehetséges változatai és jelentései

3.2 Mann-Kendall trendteszt

A Mann-Kendall trendteszt (MANN, 1945; KENDALL, 1975) egy olyan nem-paraméteres módszer, amely nemcsak normál eloszlású idősorokban képes a trendek azonosítására. A teszt az adatok aktuális értékei helyett azok rangszámainak függvényében vizsgálódik. A módszer egyik legfontosabb előnye, hogy eloszlás-független, azaz a vizsgált adatoknak nem kell megfelelniük egyik nevezetes eloszlásnak sem. A módszer a paraméteres tesztekhez képest még abban is jobb, hogy kevésbé érzékeny a kiugró értékekre. A módszer az adathiányt is megfelelően képes kezelni. Hiányzó adatok esetében egy olyan közös értéket kell alkalmazni, amely az idősor legkisebb értékénél is kisebb. A következőkben azt az eljárást mutatjuk be, amely feltételezi, hogy egy adott időponthoz csak egyetlen egy érték tartozik.

Az adatokat időszorként vizsgáljuk. Minden adat értékét össze kell hasonlítani az összes későbbi adat értékével. A Mann-Kendall statisztika (S) kezdeti értékéről feltesszük, hogy 0 (azaz nincs trend). Ha egy adat értéke a későbbi időpontban magasabb, mint a korábbi időpontban, akkor az S értéke eggyel nő. Másrészt, ha egy későbbi időpontban az adat értéke alacsonyabb, mint a korábbi időpontban, akkor az S értékét eggyel csökkentjük. Az összes ilyen növekedésnek és csökkenésnek a nettó eredménye adja meg az S végső értékét.

Legyen x_1, x_2, \dots, x_n az ábrázolandó n db adatpont, ahol x_j a j -edik időpontban levő adat értéke. Így a Mann-Kendall statisztikát (S) a következőképpen kapjuk:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(x_j - x_k) \quad (19)$$

, ahol

$$\text{sign}(x_j - x_k) = \begin{cases} 1 & , \text{ ha } x_j - x_k > 0 \\ 0 & , \text{ ha } x_j - x_k = 0 \\ -1 & , \text{ ha } x_j - x_k < 0 \end{cases} \quad (20)$$

Az S nagyon magas értéke a növekvő tendenciát, míg a nagyon alacsony értéke a csökkenő tendenciát jelzi. Azonban a tendencia szignifikáns voltáról az S értéke még nem mond semmit. Így mindenképpen szükséges, hogy statisztikailag is számszerűsítsük a trend létezését.

KENDALL (1975) erre egy olyan normális közelítést alkalmazó tesztet írt le, amit abban az esetben alkalmazhatunk, ha az adatpontok száma több mint 10.

A vizsgálati eljárás a következőképpen néz ki:

1. Kiszámítjuk a Mann-Kendall statisztika (S) értékét az előzőek alapján.

2. Meghatározzuk az S szórását (σ_S) a következő egyenletből (KENDALL, 1975):

$$\sigma_S = \sqrt{\frac{1}{18} \left[n \cdot (n-1) \cdot (2n+5) - \sum_{p=1}^g t_p \cdot (t_p-1) \cdot (2t_p+5) \right]} \quad (21)$$

, ahol n az adatpontok száma, g az egyező halmazok száma (egyező halmazt alkotnak az azonos értékkel rendelkező adatpontok), illetve t_p a p -edik halmaz számossága. Az {adathiány, 2, 4, 4, adathiány, 4} idősorban az $n = 6$, a $g = 2$, a $t_1 = 2$ (az adathiányok esetén), $t_2 = 3$ (a 4 értékű adatpontokból álló halmaz esetén).

3. Kiszámítjuk az adatsor normalizált statisztikáját (Z) a következőképpen:

$$Z = \begin{cases} (S-1)/\sigma_S & , \text{ ha } S > 0 \\ 0 & , \text{ ha } S = 0 \\ (S+1)/\sigma_S & , \text{ ha } S < 0 \end{cases} \quad (22)$$

4. Legvégül a választott szignifikancia szint alapján (ez tipikusan a 90%-os, 95%-os vagy a 99%-os) a trend változásának bizonyosságáról döntést hozunk. Először kiszámítjuk a standard normális eloszlással megadott valószínűséget a megfelelő szignifikancia szint mellett, végül azt a Z értékével összehasonlítjuk.

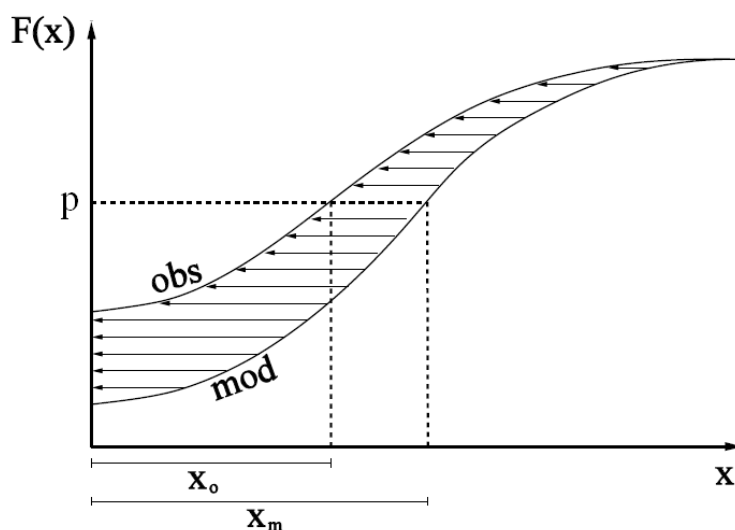
Szignifikánsan csökkenő a trend, amennyiben a Z értéke negatív, és ha értéke abszolút értékben nagyobb, mint az alkalmazott szignifikancia szint esetén kapott valószínűség. Szignifikánsan növekvő a trend, amennyiben a Z értéke pozitív, és ha értéke nagyobb, mint az alkalmazott szignifikancia szinttel kapott valószínűség. Ha a Z értéke abszolút értékben kisebb, mint az alkalmazott szignifikancia szint, akkor a trend nem szignifikáns.

3.3 Hibakorrekción eljárás

Egy adatsor statisztikai tulajdonságait teljes egészében meghatározza annak valószínűségi sűrűség- és eloszlásfüggvénye. Ez azt jelenti, hogy két adatsor statisztikailag közel azonosnak tekinthető – tehát azonos az átlaga, a varianciája, stb. –, amennyiben azonosak a sűrűség- és eloszlásfüggvényeik (FORMAYER and HAAS, 2009). Könnyen belátható, hogy amennyiben egy adatsort korrigálni szeretnénk egy másik szerint; azt kell elérnünk, hogy statisztikai tulajdonságaik a korrigálást követően megegyezzenek. Ezt pedig úgy tudjuk például elérni, hogy vagy a valószínűségi sűrűségfüggvényeiket, vagy a valószínűségi eloszlásfüggvényeiket illesztjük egymáshoz.

A következőekben azt a korrekciós módszert mutatjuk be, amelyben egy modelloutput valószínűségi eloszlásfüggvényét igazítjuk egy mérési adatsor valószínűségi eloszlásfüggvényéhez. A módszer lényege olyan korrekciós faktorok előállítás, amelyek alkalmazásával elérhetjük, hogy a modelloutput adatsorának valószínűségi eloszlásfüggvénye a korrekciót követően már közelítse a mérési adatsorét (FORMAYER and HAAS, 2009). A korrekciós faktorokat rácspontonként havi bontásban kell megállapítani. Amennyiben előállítottuk az összes szükséges korrekciós faktort, már könnyen korrigálhatjuk a modelloutput teljes idősort; feltételezve, hogy a hibastatisztika időben változatlan.

Ezt a típusú korrigálást azonban csak akkor tudjuk elvégezni, ha a modelloutputok egy részéhez mérés is párosítható. A módszer lényege az, hogy azonos időszakokra nézve elkészítjük a modelloutput és a mérés valószínűségi eloszlásfüggvényét, végül az előbbit a korrekciós faktorok segítségével hozzáigazítjuk az utóbbihoz.



3. ábra – A hibakorrekción eljárás sémája (*obs* – a mérési adatsor valószínűségi eloszlásfüggvénye, *mod* – a mérés időtartamára vonatkozó modelloutput valószínűségi eloszlásfüggvénye) (FORMAYER and HAAS, 2009)

A hibakorrekciós eljárás minél pontosabb megértése végett tekintsük a 3. ábrát, amely a mérés és a modell valószínűségi eloszlásfüggvényeit ábrázolja. A vízszintes tengelyen a percentilisek, míg a függőlegesen tengelyen a hozzájuk tartozó valószínűségi értékek vannak feltüntetve. Az **obs** a mérés, míg a **mod** a modelloutput valószínűségi eloszlásfüggvényét jelöli. Mivel a modelloutput valószínűségi eloszlásfüggvénye (**mod**) nem egyezik meg a mérés valószínűségi eloszlásfüggvényével (**obs**), a modelleredmények vélhetően valamilyen hibával terheltek, tehát korrigálásra szorulnak. A taglalt módszer célja éppen az, hogy a modelloutput valószínűségi eloszlásfüggvénye kellően közelítse a mérés valószínűségi eloszlásfüggvényét a korrigálást követően. A 3. ábrán a nyilak azt jelölik, hogy a modell valószínűségi eloszlásfüggvényének egyes értékeit hova kellene eltolni ahhoz, hogy célunkat elérjük.

A **p** valószínűség korrekcióját a 3. ábra példáján keresztül mutatjuk be. A szaggatott vonalak a **p** valószínűséghez tartozó percentiliseket mutatják: az x_o -val a méréshez, míg az x_m -mel a modelloutputhoz tartozót jelöltük. Láthatjuk, hogy a **p** valószínűséghez tartozó percentilis a modelloutput esetén nagyobb, mint a mérés esetén. A további feladatunk tehát az, hogy ezen értékek segítségével meghatározzuk a korrekciós faktort. A korrekciós faktor meghatározásának két formája lehetséges: az additív és a multiplikatív. Hőmérsékleti értékek esetén az additívat, míg például a csapadékértékek esetén a multiplikatívat alkalmazzuk.

Az additív hibakorrekciós faktor formulával kifejezett definíciója:

$$f_{ad}(y) = F_o^{-1}(y) - F_m^{-1}(y) = x_o - x_m \quad (23)$$

A multiplikatív hibakorrekciós faktor formulával kifejezett definíciója:

$$f_{mu}(y) = \frac{F_o^{-1}(y)}{F_m^{-1}(y)} = \frac{x_o}{x_m} \quad (24)$$

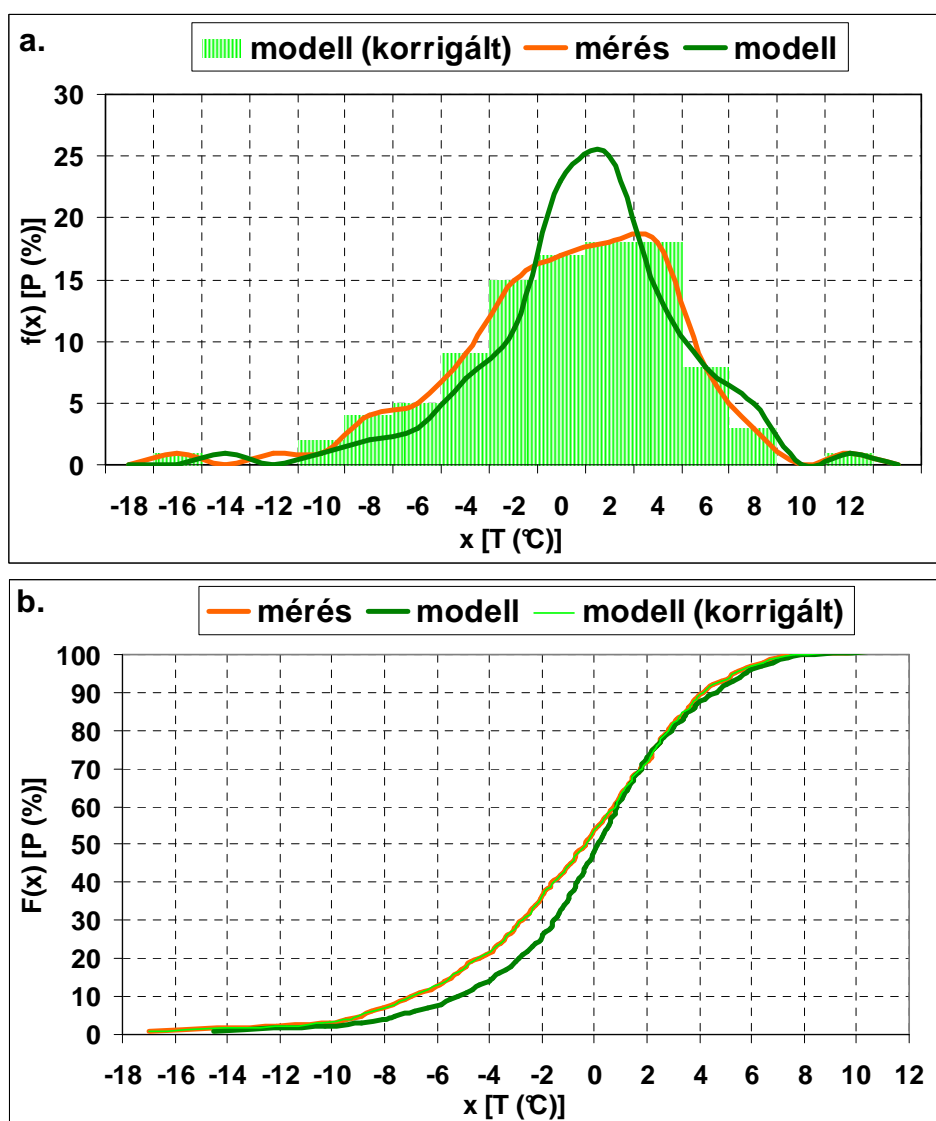
A hibakorrekciós faktorok formuláiból egyébként az is jól látszik, hogy nem közvetlenül a valószínűségi eloszlásfüggvényeket, hanem azok inverzeit használjuk fel a korrekció során. A definícióból adódóan természetesen az is kitűnik, hogy a mérésnek (x_o) és a korrigált modelloutputnak (x_c) a **p** valószínűséghez tartozó percentilis értéke meg kell, hogy egyezzen a korrigálást követően:

$$x_c = x_m + f_{ad} = x_m + x_o - x_m = x_o \quad (25)$$

$$x_c = x_m \cdot f_{mu} = x_m \cdot \frac{x_o}{x_m} = x_o \quad (26)$$

Amennyiben a módszert mindenegyres p valószínűségi értékre nézve elvégezzük, akkor a modell által szimulált idősor empirikus eloszlását a mérési adatsoréhoz illesztve elérjük a kitűzött célunkat.

A módszer alkalmazhatóságának ellenőrzése céljából a megfelelő empirikus sűrűség- és eloszlásfüggvényeket mutatjuk be a középhőmérsékletek egy adott példáján keresztül (4. ábra). A példát a k. h. $19,125^\circ$ -a és az é. sz. $47,625^\circ$ -a által kijelölt rácspont január hónapra vonatkozó adataiból származtattuk. A korrigálásra szoruló modelloutputokat pedig az Írország Közösségi Klímaváltozási Konzorciuma (C4I) által futatott regionális klímamodell (RCA3) adta. A példa (4. ábra) segítségével belátható, hogy célunkat elértük: a modelloutput adatsora a korrigálást követően már statisztikailag a méréssel azonosnak tekinthető.



4. ábra – A mérési adatsornak, illetve a modelloutput korrigált és a korrigáltan adatsorainak empirikus sűrűség- és eloszlásfüggvényei (a, b) a januári középhőmérsékletek példáján keresztül az 1951–2000-es időszerele nézve egy kiválasztott pontban (modell: RCA3 a C4I által futtatva; mérés – E-OBS adatbázis)

4. A felhasznált adatok

4.1 A kiválasztott ENSEMBLES projekciók

A vizsgálatainkhoz felhasznált regionális klímamodellek legfontosabb adatait a 3. táblázatban foglaljuk össze. A szükséges kezdeti- és peremfeltételeket az 1951–2100-es időszakra nézve három különböző GCM szolgáltatotta: a német ECHAM5 öt modellnek (RCA, RegCM, RACMO2, REMO, HIRHAM5), a brit HadCM3Q négy modellnek (CLM, HadRM3Q, RCA3, RCA), míg a francia ARPEGE két modellnek (ALADIN, HIRHAM).

Vezérlő GCM	RCM	Alkalmazó intézet	Referencia publikáció
HadCM3Q	CLM	ETHZ ⁴	BÖHM <i>et al.</i> , 2006
	HadRM3Q	METO-HC ⁵	COLLINS <i>et al.</i> , 2005
	RCA3	C4I ⁶	KJELLSTRÖM <i>et al.</i> , 2005
	RCA	SMHI ⁷	JONES <i>et al.</i> , 2004
ECHAM5	RegCM	ICTP ⁸	PAL <i>et al.</i> , 2007
	RACMO2	KNMI ⁹	LENDERINK <i>et al.</i> , 2003
	REMO	MPI ¹⁰	JACOB, 2001; JACOB <i>et al.</i> , 2001
	HIRHAM5	DMI ¹¹	CHRISTENSEN <i>et al.</i> , 2007
HIRHAM	CHRISTENSEN <i>et al.</i> , 1996		
ARPEGE	ALADIN	CNRM ¹²	RADU <i>et al.</i> , 2008

3. táblázat – A vizsgálatokhoz felhasznált regionális klímamodellek

Az ECHAM5 globális légköri modellt (ROECKNER *et al.*, 2003) a német Max Planck Intézet fejlesztette ki az ECMWF¹³ spektrális előrejelző modelljének (SIMMONS *et al.*, 1989) éghajlati célokra történő adaptálása révén. A modell horizontális felbontása kb. 1,9° × 1,9°, ami az európai térségben kb. 200 km × 200 km felbontást jelent.

A HadCM3Q kapcsolt légkör-óceán modellt (GORDON *et al.*, 2000) a brit Hadley Meteorológiai Központ fejlesztette ki. Az óceáni komponens horizontális felbontása 1,25°

⁴ Eidgenössische Technische Hochschule Zürich (Zürichi Szövetségi Technológiai Intézet)

⁵ Met Office Hadley Centre (Hadley Meteorológiai Központ)

⁶ Community Climate Change Consortium for Ireland (Írország Közösségi Klímaváltozási Konzorciuma)

⁷ Swedish Meteorological and Hydrological Institute (Svéd Meteorológiai és Hidrológiai Intézet)

⁸ International Centre for Theoretical Physics (Nemzetközi Elméleti Fizikai Központ)

⁹ Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (Holland Királyi Meteorológiai Szolgálat)

¹⁰ Max Planck Institut (Max Plack Intézet)

¹¹ Danmarks Meteorologiske Institut (Dán Meteorológiai Intézet)

¹² Centre National de Recherches Météorologiques (Nemzeti Meteorológiai Kutatóközpont)

¹³ European Centre for Medium-Range Weather Forecast (Európai Középtávú Előrejelző Központ)

$\times 1,25^\circ$, a légköri komponensé pedig $2,5^\circ \times 3,75^\circ$, ami az Egyenlítő környékén kb. $417 \text{ km} \times 278 \text{ km}$ felbontást jelent, míg a közepes földrajzi szélességeken kb. $295 \text{ km} \times 278 \text{ km}$ felbontást.

Az ARPEGE globális klímamodellt (DÉQUÉ *et al.*, 1998) a Météo-France munkatársai fejlesztették ki a rövidtávú célokra alkalmazott globális előrejelző modelljükből. Az ARPEGE változó horizontális felbontással rendelkezik: ennek értéke kb. 60 km a Földközi-tenger térségében, míg a Csendes-óceán délebbi területein sokkal kevésbé részletes a modell, itt kb. 700 km a horizontális felbontás.

A vizsgálatainkban szereplő klímamodellek egységesen az A1 forgatókönyv-család egyik közepes mértékű antropogén kibocsátással számító alaptípusát, az A1B scenáriót alkalmazták. Az A1 forgatókönyv-család szerint a jövőben gyors gazdasági növekedés és technológiai fejlődés várható (IPCC, 2000). A becslések szerint a Föld népessége a XXI. század közepére érheti el a tetőpontját – amikor is meghaladhatja a 9 milliárdot –, azután pedig valamelyest csökkenni kezd. A forgatókönyv alapján jelentősen mérséklődhetnek a jövedelmet illető regionális különbségek. Az A1B forgatókönyv szerint a jövőben fele-fele arányban használjuk majd a megújuló- és atomenergiát, valamint a fosszilis energiaforrásokat. Az üvegházhatású gázok széndioxid egyenértékben kifejezett kibocsátása pedig 2050 körül érheti el maximumát, amikor a 16 Gt C/év fluxust is megközelítheti. Ez utánra lassú csökkenést prognosztizálnak, 2100-ra 15 Gt C/év alá esik vissza a kibocsátás mértéke. A XXI. század végére az A1B scenárió szerint az üvegházhatású gázok légköri koncentrációjának széndioxid egyenértékében kifejezett értéke már 717 ppm lehet (IPCC, 2000).

4.2 Az E-OBS adatbázis

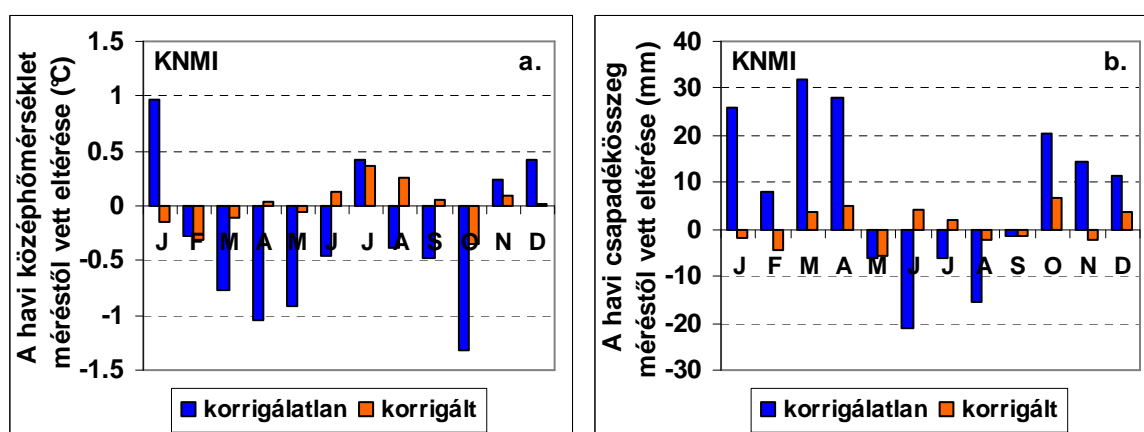
Vizsgálataink során nem közvetlenül a nyers modelleredményekkel dolgoztunk, első lépésként hibakorrekciónak végeztünk el rajtuk. A korrekciók elvégzéséhez egy referencia adatbázisra volt szükségünk. Vizsgálataink során referenciaként az ENSEMBLES projekt keretein belül elkészült, európai állomási méréseken alapuló E-OBS adatbázis (HAYLOCK *et al.*, 2008) szolgált, amit elsősorban a regionális klímamodellek validálásának céljából hoztak létre. Az E-OBS adatbázis tartalmazza a napi minimum-, maximum- és átlaghőmérsékleteket, valamint a csapadékadatokat 1950-től kezdve. Újabban az adatbázis már a légnyomási mezőkkel is kiegészült (VAN DER BESSELAAR *et al.*, 2011).

Az E-OBS a korábbi adatbázisokhoz képest nagyobb területet és hosszabb időszakot fed le, finom (25 km-es) horizontális felbontással. Az adatbázist állomási mért adatok szabályos rácsra történő interpolálásával hozták létre. Az adatbázist három lépésben állították elő. Először a havi csapadékösszegeket és a havi középhőmérsékleteket, majd a napi anomáliákat interpolálták, végül egyesítették az így kapott havi és napi becsléseket. A havi és a napi interpolációhoz két különböző módszert alkalmaztak. Mindkét esetben több módszer összehasonlításával próbálták megtalálni a lehető legmegfelelőbb eljárást. A havi interpoláció esetében a speciális görbeillesztő algoritmus (TPS), a napi interpoláció esetében pedig a krigelés (KRIGE, 1951) bizonyult a legjobbnak.

5. Eredmények

Mint korábban láttuk Thornthwaite az éghajlatokat klímaképletek formájában jellemzi. Egy-egy klímaképletet négy betű alkot. Vizsgálataink során a Kárpát-medence várható éghajlatát betűnként vesszük sorra, minden betűnek egy-egy fejezetet szentelve. Először a nedvességi index (I_m) alapján elemezzük a vízellátottság éves jellegét, majd a potenciális evapotranszpiráció éves összege (APE) alapján a hőellátottság éves jellemzőit. Aztán áttérünk a szezonális vizsgálatára. A vízellátottság évszakos jellegét a humiditási és ariditási index (I_h , I_a) segítségével együttesen értékeljük, míg a hőellátottság szezonális jellemzőit a potenciális evapotranszpiráció nyári és éves összegeinek aránya (SC) alapján ítéljük meg.

Thornthwaite módszere havi középhőmérsékleteket, illetve havi csapadékösszegeket igényel. Esetünkben a bemenő adatokat az ENSEMBLES klíma-szimulációk korrigált adatsorai adták. A korrekció elvégzésének indokoltságát egy példán keresztül szemléltetjük. Az 5. ábra a Holland Királyi Meteorológiai Szolgálat által futtatott RACMO2 modell korrigálatlan és korrigált havi középhőmérsékleteinek, illetve havi csapadékösszegeinek az E-OBS adatbázistól vett eltéréseit mutatja be az 1961–1990-es időszakra vonatkoztatva a k. h. 19,125°-a és az é. sz. 47,625°-a által kijelölt rácspontban.



5. ábra – A korrigálatlan és korrigált havi középhőmérsékletek (bal, a), illetve havi csapadékösszegek (jobb, b) E-OBS adatbázistól vett eltérése az 1961–1990-es időszakra vonatkozóan (modell: RACMO2 modell a KNMI által futtatva; pont – k. h. 19,125°; é. sz. 47,625°)

A RACMO2 modell a vizsgált pontban többnyire alulbecsülte a havi középhőmérsékleteket (5.a ábra). Az alulbecslés mértéke áprilisban és októberben az 1 °C-ot is meghaladta. Januárban ellenben jelentős, majdnem 1 °C volt a felülbecslés mértéke. A korrigálást követően a vizsgált pontban a havi középhőmérsékletek méréstől vett eltérése már egyik hónapban sem haladta meg a 0,5 °C-ot (5.a ábra).

A modell a vizsgált pontban januártól áprilisig, illetve októbertől decemberig jelentős mértékben felülbecsülte a havi csapadékösszegeket (5.b ábra). A felülbecslés mértéke márciusban meghaladta a 30 mm-t, míg januárban, áprilisban és októberben a 20 mm-t. Nyáron az alulbecslés mértéke 5–20 mm volt. A korrigálást követően a vizsgált pontban a havi csapadékösszeg méréstől vett eltérése már csak két hónapban haladta meg az 5 mm-t (5.b ábra).

A havi középhőmérsékletekben tapasztalt alulbecsléseknek köszönhetően Thornthwaite módszere akár 5–10mm-rel is alulbecsülhette volna az evapotranszspiráció havi összegeit, amennyiben nem alkalmaztuk volna a hibakorrekciós eljárást. Ez pedig a havi csapadékösszegeknek tavasszal tapasztalt felülbecslésével párosulva a csöbör modell vízmérlegének jelentős mértékű torzulását idézhette volna elő. Így a korrigálás elvégzése mindenféleképpen indokoltnak tekinthető.

A csapadékmezők korrigálását KIS (2012) végezte el. Azonban a rendelkezésünkre bocsátott korrigált csapadékmezők közül három projekció (ETHZ által futtatott CLM, METO-HC által futtatott HadRM3Q, C4I által futtatott RCA3) hiányosnak bizonyult. Az utolsó hiánytalan év a 2098-as volt. A hőmérsékleti mezők korrekcióját így mi is csak 2098-ig végeztük el. Elemzéseink során ebből adódóan a távoli jövőt nem a megszokott 2071–2100-as, hanem a 2061–2090-es időszak reprezentálja.

Vizsgálatainkhoz 11 db projekciót választottunk ki az ENSEMBLES projekt modelleredményei közül. A projekciók három különböző globális klímamodell (GCM) által voltak meghajtva. Minden egyes futás esetében az év mind a 12 hónapjára vonatkozóan 119–119 db átlagos hőmérséklet- és csapadékmezőt állítottunk elő, miként 30 éves csúszó átlagokat képeztünk egy éves időeltolásokkal. Végezetül ezeket az éghajlati átlagokat és az eredeti éves értékeket tartalmazó mezőket meghajtó GCM-enként átlagoltuk ki. Így minden egyes évre és minden egyes éghajlati időszakra havi 3–3 db átlagos mezőt kaptunk. Thornthwaite módszerét így az ARPEGE, az ECHAM5 és a HadCM3Q globális modellekkel meghajtott regionális klímamodellek átlagos eredményeire nézve alkalmaztuk. Az egyszerűség kedvéért az elemzések során ezeket az átlagos eredményeket röviden a meghajtó GCM-ek neveivel azonosítjuk.

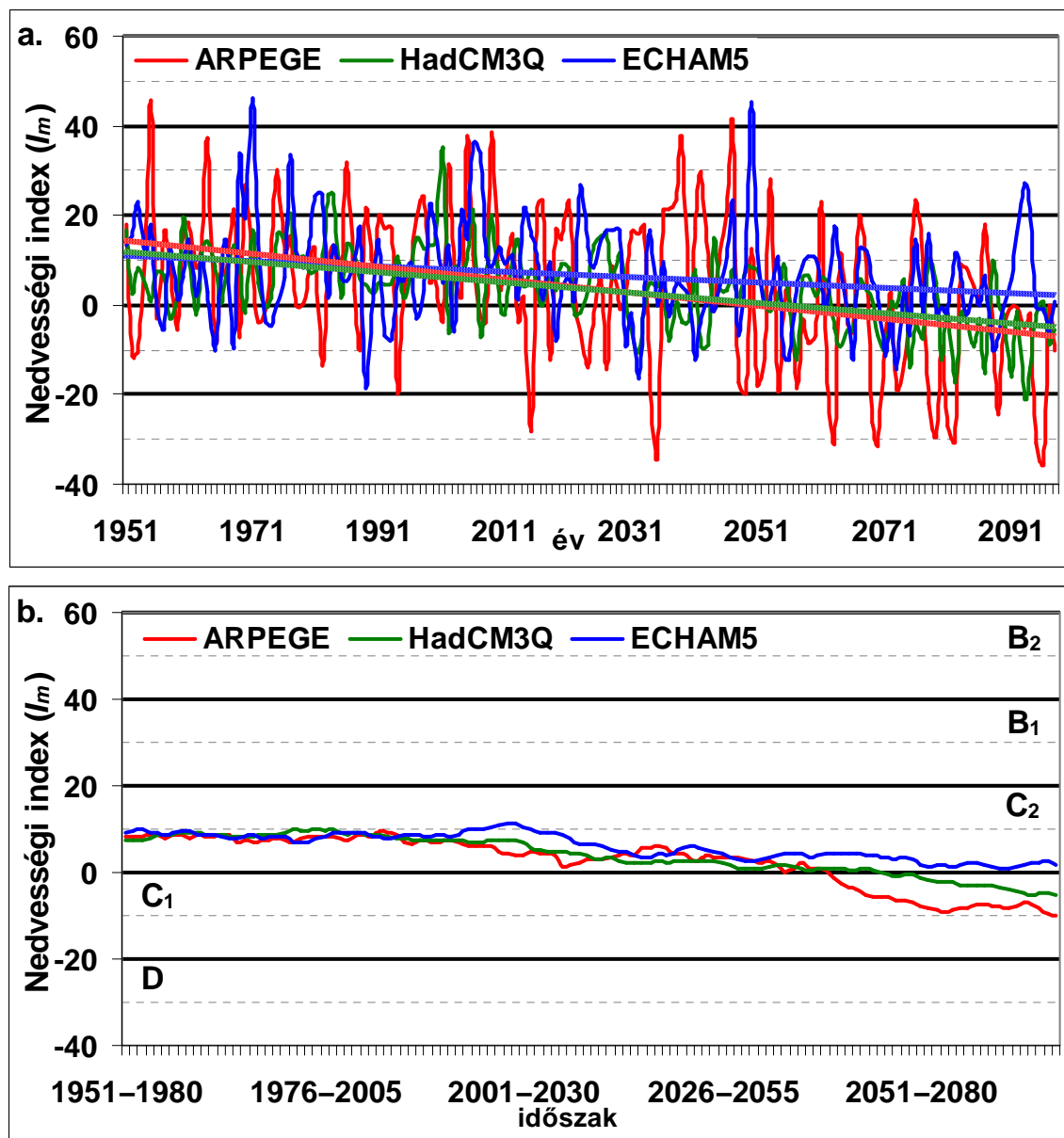
A továbbiakban tehát meghajtó GCM-enként elemezzük az éghajlati indexek Kárpát-medencére vonatkozó területi átlagainak időbeli alakulását. Továbbá Mann-Kendall trendesztellel vizsgáljuk, hogy a területi átlagokban tapasztalt változások szignifikánsnak tekinthetőek-e. A területi átlagokat egyébként kétféleképpen származtattuk. Thornthwaite módszerét egyrészt alkalmaztuk az éghajlati átlagokra, másrészt az eredeti éves értékekre.

A módszer éves értékekre való alkalmazása a trendeszt elvégezhetősége miatt volt szükséges, ugyanis lineárisan összefüggő adatsorral szignifikancia vizsgálat nem végezhető. Továbbá a Kárpát-medence területére átlagolva nem tudjuk vizsgálni a vízellátottság szezonális jellegét, hiszen azt vagy az ariditási index (I_a), vagy a humiditási index (I_h) határozza meg attól függően, hogy nedves vagy száraz klímáról van-e éppen szó. És mint azt látni fogjuk a vizsgált időszakban az alkalmazott projekciók alapján a Kárpát-medencében száraz és nedves régiókat egyaránt tudunk diagnosztizálni.

A területi átlagok vizsgálata mellett természetesen a klímaképlet mind a négy betűje esetén elemezzük a Kárpát-medence területi különbözőségeit is. Az elemzéseket Thornthwaite osztályozási módszerét alkalmazva, a múlt, a közeljövő és a távolabbi jövő egy-egy éghajlati átlagára vonatkozóan végezzük el. Továbbá vizsgáljuk azt is, hogy a klímaképletek meghatározáshoz használt indexek a Kárpát-medence mely területein változhatnak szignifikánsan az 1951–2098-as időszakban. Így realizálni tudjuk azt is, hogy vannak-e a Kárpát-medencén belül kifejezetten veszélyeztetett, szárazodásra és/vagy melegedésre hajlamosabb területek. A vízellátottság évszakos jellege kapcsán a tapasztalt változások szignifikáns voltáról a korábban ismertetett problémákból adódóan ugyancsak nem tudunk meggyőződni.

5.1 A vízellátottság éves jellege

A vízellátottság éves jellegét a nedvességi index (I_m) alapján ítéljük meg. Tekintsük tehát a Kárpát-medence területére átlagolt I_m értékeket az ARPEGE, a HadCM3Q és az ECHAM5 globális modellek (GCM) által meghajtott regionális klímamodellek (RCM) átlagos eredményei alapján (6. ábra)!

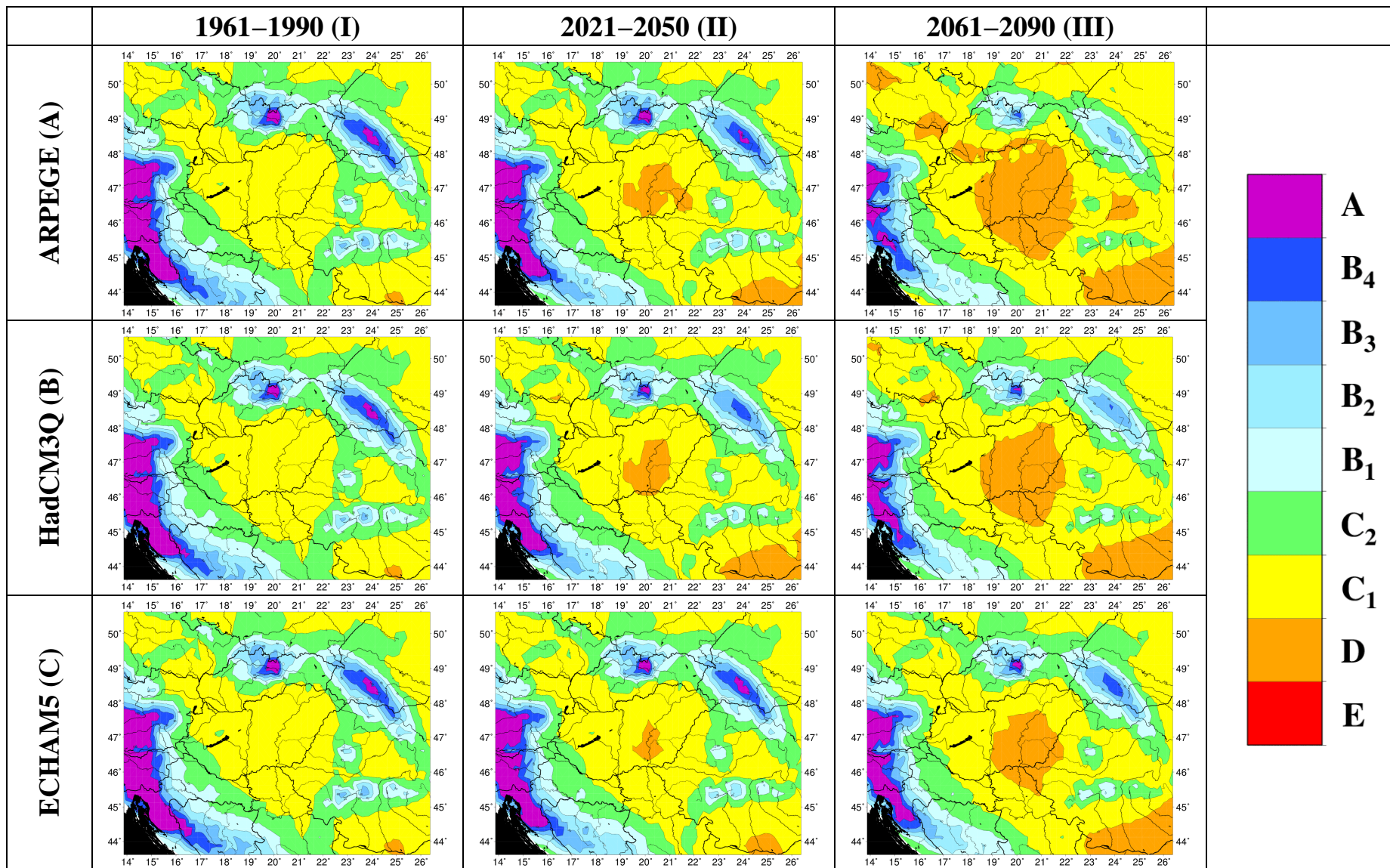


6. ábra – A Kárpát-medence területére átlagolt nedvességi index időbeli változása az ARPEGE, a HadCM3Q és az ECHAM5 globális klímamodellekkel meghajtott regionális klímamodellek átlagos eredményei alapján [az eredeti éves értékek (a); illetve az éghajlati értékek (b) alapján meghatározva; vastag fekete vonal: a kategóriák közötti határvonal]

A *6.a ábra* esetében az I_m értékeit a hőmérséklet- és csapadéksorok eredeti éves értékeinek felhasználásával kaptuk. A Kárpát-medence éves szintű vízellátottsága a vizsgált időszakban nagy ingadozást mutat. Trendanalízis céljából az idősorokra regressziós egyenest illesztettünk, amely alapján csökkenő trendet valószínűsítettünk. Feltételezésünket a Mann-Kendall trendteszt igazolta. Az ARPEGE, a HadCM3Q és az ECHAM5 GCM-ekkel meghajtott RCM-ek átlagos eredményeit alapul véve elmondható, hogy az I_m értéke területi átlagban 99%-os valószínűséggel csökkenhet a jövőben. Az I_m csökkenő trendje az éghajlat szárazabbá válását jelenti.

A *6.b ábra* esetében az I_m értékeit már a 30 éves csúszó átlagokkal kaptuk meg. Ekkor azt tapasztalhatjuk, hogy az ECHAM5 esetében az I_m területi átlaga – a csökkenő trend ellenére – az XXI. század végéig várhatóan pozitív marad. Mint már azt az alkalmazott módszerek bemutatásánál is láttuk, a nedves és száraz klímákat elválasztó határérték az I_m nulla értéke. Így amennyiben az I_m értéke negatív, a klíma száraz, míg ha az I_m értéke pozitív, a klíma nedves. Az előzőek alapján tehát elmondható, hogy hazánk vízellátottsága területi átlagban a teljes vizsgált időszakban nedvesnek tekinthető az ECHAM5 eredményei alapján. Az ARPEGE és a HadCM3Q eredményei alapján azonban már az valószínűsíthető, hogy térségünk éghajlata tartósan szárazzá válhat a XXI. század végére. Mindhárom GCM esetében az 1951–1980-as időszakban a Kárpát-medence területére átlagolt I_m értéke kb. 7–9. Ez a mérőszám a XXI. század végére az ARPEGE esetében –10,58-ra, a HadCM3Q esetében 1,4-re csökkenhet. A három eset közül tehát az I_m legnagyobb mértékű csökkenését – és ezáltal a legmarkánsabb szárazodást – az ARPEGE mutatja.

Korábbi tapasztalatainkból azonban tudjuk, hogy az alkalmazott regionális skálán a vízellátottság jelentős mértékű eltéréseket mutathat. Tekintsük át ezért a Kárpát-medence vízellátottságának területi különbözőségeit a múltban és a jövőben a felhasznált regionális klímamodellek összesített eredményei alapján! A vízellátottság jellegét Thornthwaite módszere szerint az I_m alapján határoztuk meg. Három esetet vizsgáltunk: egyet a múlt (1961–1990) és kettőt a jövőre (2021–2050; 2061–2090) vonatkozóan. Eredményeinket a *7. ábra* szemlélteti.



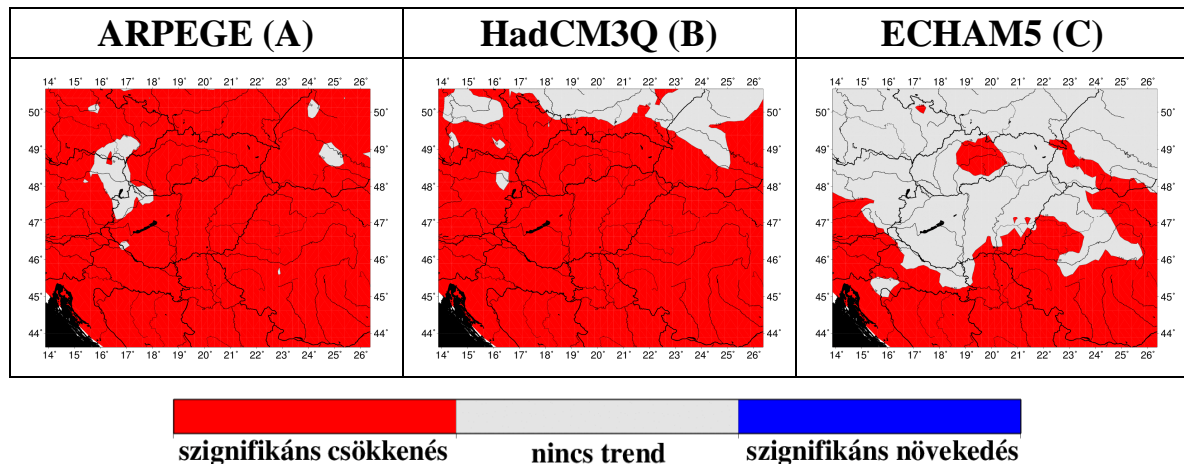
7. ábra – A Kárpát-medence vízellátottsága a nedvességi index szerint a múltban (1961–1990), a közeljövőben (2021–2050) és a távolabbi jövőben (2061–2090) az ARPEGE, a HadCM3Q és az ECHAM5 globális modellek által meghajtott regionális modellek összesített eredményei alapján

A Kárpát-medence vízellátottságának területi különbözőségeit a múltra nézve mindhárom GCM hasonló módon rekonstruálta (7.I ábra). Az eredmények összecseengenek korábbi tapasztalatainkkal, miszerint a múlt század végén hazánkban az uralkodó nedvességi kategória a száraz szubhumid (C_1) volt. A 7.I ábra alapján az is elmondható, hogy a Bakony központi területein és hazánk délnyugati határvidékén a vízellátottság éves jellege nedves szubhumid (C_2) lehetett. Mindhárom esetben jól kirajzolódik az Alacsony-Tátra, a Magas-Tátra és a Máramarosi-havasok vonulata is a szuperhumid (A) és a humid (B) nedvességi kategóriák révén. Emellett a Déli-Kárpátok magasabb hegycsúcsain (pl. Fogarasi-havasok, Szebeni-havasok) is humid (B) nedvességi viszonyok figyelhetők meg a múltban.

A közeljövőben a Kárpát-medence nedvességi viszonyai a regionális klímamodellek összesített eredményei alapján jelentősen módosulhatnak. A legszembetűnőbb változás a múlthoz képest, hogy mindhárom GCM esetén megjelenhet az Alföld központi területein a szemiárid (D) nedvességi kategória (7.II ábra). Az összehasonlíthatóság kedvéért érdemes megemlíteni, hogy korábbi, múltra vonatkozó vizsgálataink során szemiárid nedvességi viszonyt például a török Anatóliai-fennsíkon diagnosztizáltunk. Megállapíthatjuk azt is, hogy esetünkben a szemiárid jelleg területi kiterjedése GCM-enként eltérő. E típus területi lefedettsége a közeljövőre nézve az ECHAM5 esetén a legkisebb, míg az ARPEGE esetén a legnagyobb. Előbbi esetben csak a Tisza magyarországi alsó szakaszán, míg utóbbi esetben a tiszántúli és a Duna-Tisza-közi területek jelentős részén fordulhatna elő. Érdekes még, hogy a HadCM3Q eredményei alapján a 2021–2050-es időszakra a Máramarosi-havasokból már teljesen eltűnhet a szuperhumid (A) jelleg (7.B/II ábra).

A XXI. század végére mindhárom GCM alapján hazánk teljes egésze a száraz éghajlati zónába tartozhat, miként Magyarország területén csak a száraz szubhumid (C_1) és a szemiárid (D) kategória lenne megfigyelhető. A legnagyobb mértékű változást a távoli jövőre nézve ismételt az ARPEGE mutatja (7.A/III ábra). Eszerint ugyanis a XXI. század végére a szemiárid jelleg az Alföld teljes egészét uralhatná, illetve az Északi-középhegységben is utat törhetne magának. Így a Kárpát-medence 28,94%-án jellemzővé válhatna. A legkisebb változást az ECHAM5 mutatja. A szemiárid jelleg azonban még ebben az esetben is a Kárpát-medence 11,82%-át boríthatja, ellehetetlenítve így például számos takarmány- és élelmiszernövény gazdaságos termesztését az Alföldön (7.C/III ábra). Érdekes még, hogy a szuperhumid (A) nedvességi viszony azonban már egyik GCM esetén sem fordulhatna elő a Máramarosi-havasokban (7.III ábra).

Mint ahogyan azt a bevezetésben is kiemeltük, célunk volt a Kárpát-medence azon területeinek beazonosítása, amelyek a jövőben nagy valószínűséggel szárazabbá válhatnak. Munkánk során tehát Mann-Kendall trendtesztet alkalmazva vizsgáltuk régióinkban a prognosztizált I_m változásának szignifikáns voltát (8. ábra).

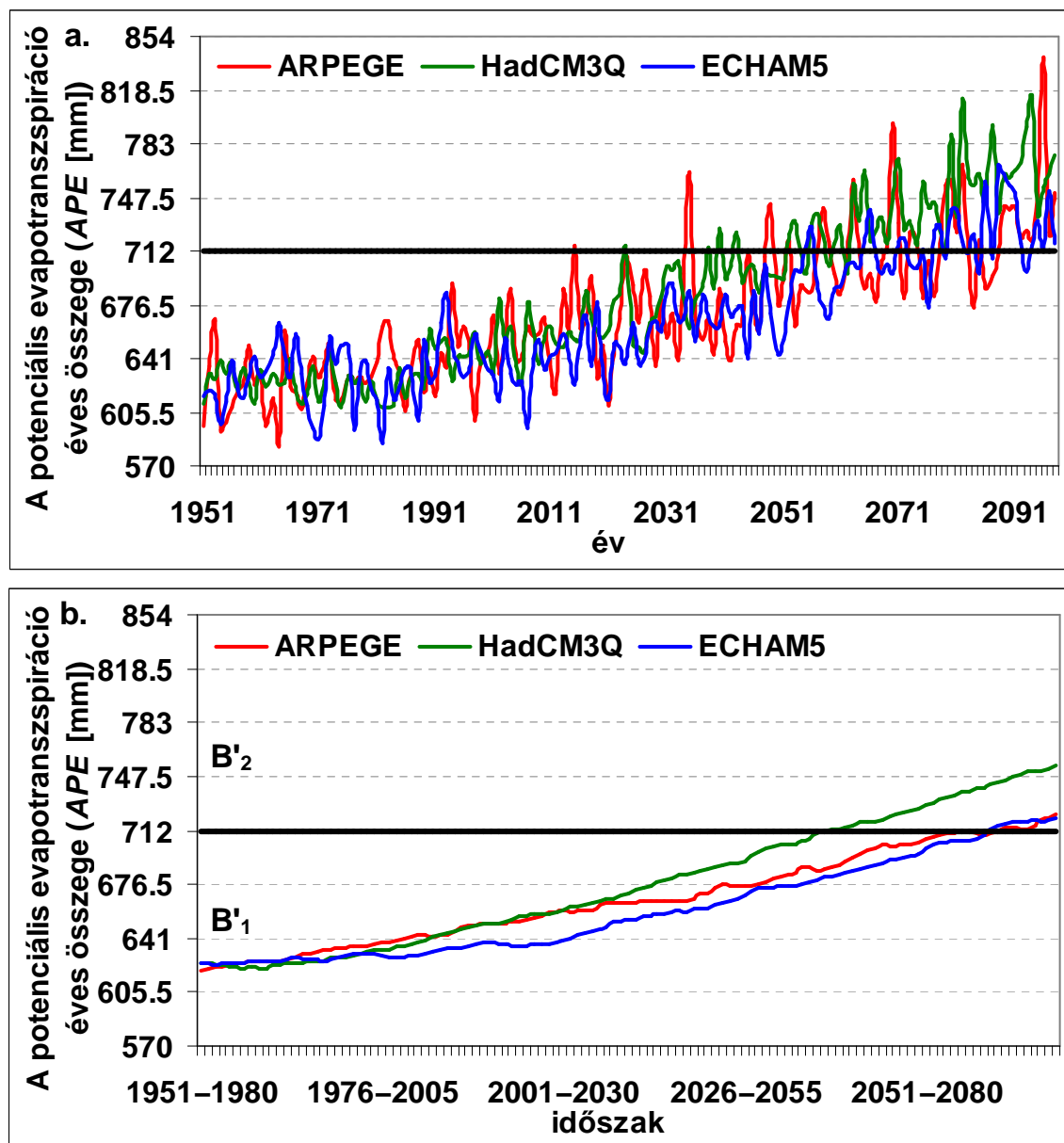


8. ábra – A nedvességi index szignifikáns ($p > 99\%$) változása az 1951–2098-as időszakra a Kárpát-medencében az ARPEGE, a HadCM3Q és az ECHAM5 globális modellek által meghajtott regionális modellek összesített eredményei alapján

A 8. ábra alapján kijelenthető, hogy az I_m értéke a Kárpát-medence jelentős területén csökkenhet az ARPEGE és a HadCM3Q alapján. A korábban prognosztizált változások révén ez elvárható lett volna az ECHAM5 esetében is. Azonban az ECHAM5 alapján az I_m értéke csak a délebbi régiókban, illetve a Tátrában csökkenhet szignifikánsan (8.C ábra). Az I_m értékének csökkenése az éghajlat szárazabbá válását jelzi.

5.2 A hóellátottság éves jellege

A hóellátottság éves jellegét a potenciális evapotranszpiráció éves összege (*APE*) alapján ítéljük meg. Tekintsük tehát a Kárpát-medence területére átlagolt *APE* értékeket az ARPEGE, a HadCM3Q és az ECHAM5 GCM-ek által meghajtott RCM-ek átlagos eredményei alapján (9. ábra)!

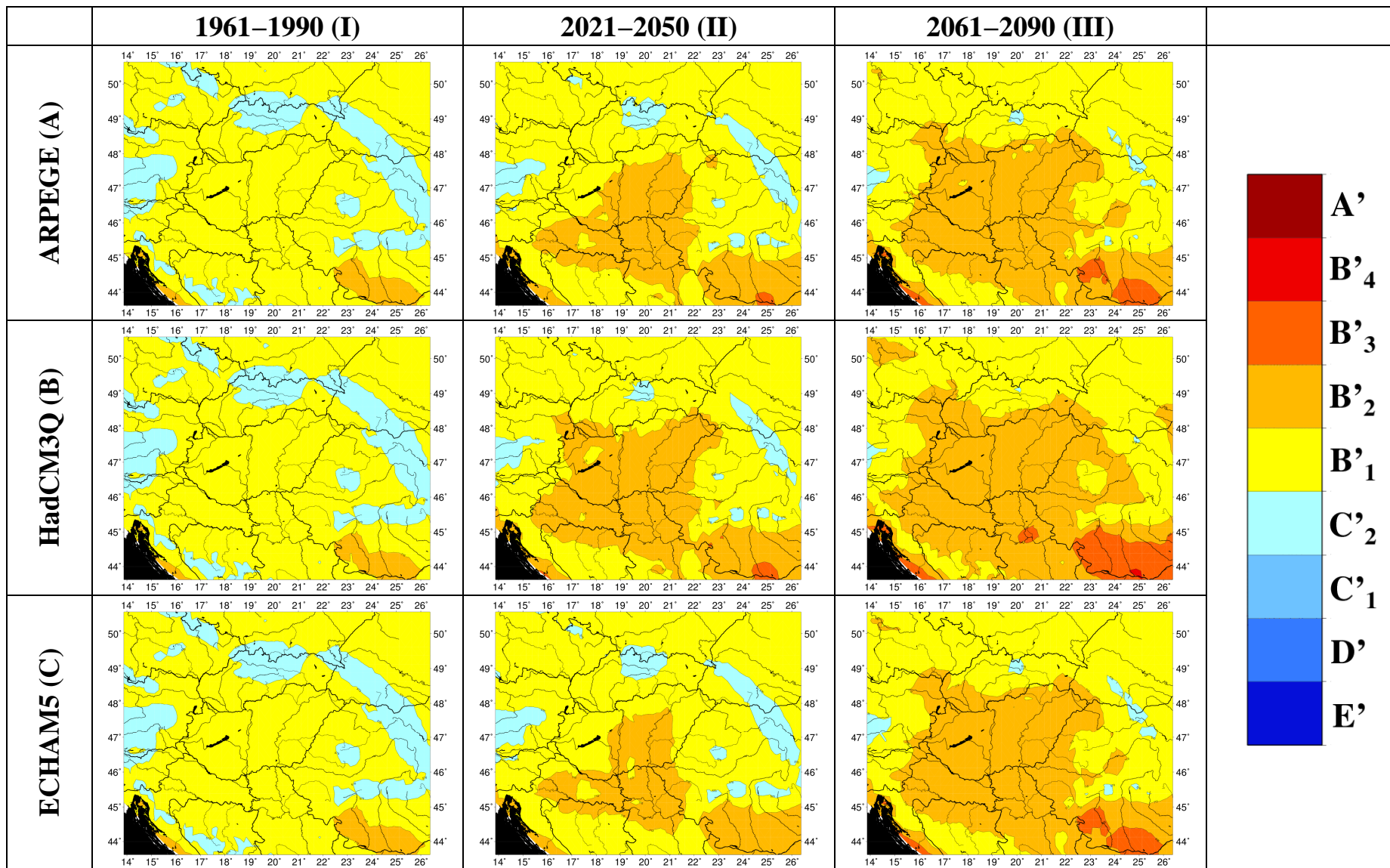


9. ábra – A Kárpát-medence területére átlagolt APE időbeli változása az ARPEGE, a HadCM3Q és az ECHAM5 globális klímamodellekkel meghajtott regionális klímamodellek átlagos eredményei alapján [az eredeti éves értékek (a); illetve az éghajlati értékek (b) alapján meghatározva; vastag fekete vonal: a kategóriák közötti határvonal]

A *9.a ábra* esetében az *APE* értékeit a hőmérsékletmezők eredeti éves értékeinek felhasználásával kaptuk meg. A múltban a Kárpát-medence hőellátottsága területi átlagban az *APE* értéke alapján B'_1 mezotermális volt, ez a klímamodellek eredményei alapján a XXI. század végére módosulhat. A *9.a ábra* alapján az *APE* területi átlagának mindhárom esetben növekvő trendje valószínűsíthető. Feltételezésünket ismételten igazolta a Mann-Kendall trendteszt. Az ARPEGE, a HadCM3Q és az ECHAM5 GCM-ekkel meghajtott RCM-ek átlagos eredményeit alapul véve elmondható, hogy az *APE* értéke területi átlagban 99%-os valószínűséggel növekedhet. A potenciális evapotranszspiráció és a léghőmérséklet között meglévő kapcsolatból adódóan az *APE* értékének növekvő trendje valójában azt jelenti, hogy a légkör a léghőmérséklet növekedésének köszönhetően több vizet lenne képes elpárologtatni a csupasz talajfelszínről illetve a növényzet által.

A *9.b ábra* esetében az *APE* területi átlagait már az éghajlati értékekkel kaptuk meg WILLMOTT *et al.* (1985) parametrizációját alkalmazva. Ekkor azt tapasztaltuk, hogy a GCM-ek között jelentős különbségek lehetnek a prognosztizált melegedés mértékében. A vizsgált időszak elején az *APE* értéke kb. 620–624 mm volt. A XXI. század végére ez az érték elérheti az ECHAM5 eredményei alapján a 719 mm-t, míg a HadCM3Q esetében akár a 754 mm-t is. Az *APE* értékének területi átlaga így a jövőben a HadCM3Q esetében növekedhet a leggyorsabb ütemben (*9.b ábra*). Ez pedig azt jelenti, hogy a Kárpát-medence hőellátottsága területi átlagban már a 2038–2067-es időszaktól kezdve B'_2 mezotermális lehet. Az ARPEGE és az ECHAM5 alapján ez a változás azonban csak a 2061–2090-es időszakban következhet be. A HadCM3Q eredményei alapján az *APE* értéke a Kárpát-medencében átlagosan 130mm-rel növekedhet az 1951–1981-es és a 2061–2090-es időszakok között, míg az ECHAM5 és az ARPEGE alapján kb. 95–100mm-rel (*9.b ábra*). Tehát az alkalmazott modelleredmények alapján az *APE* értékének növekménye kb. 15-20%-os lehet a vizsgált időszakban. Ez mindenképpen jelentős változásnak tűnik, azaz a melegedés folyamata a felhasznált modelleredmények alapján jelentős mértékben érintheti régióinkat.

Tekintsük a továbbiakban a régió hőellátottságának területi különbözőségeit a múltban és a jövőben! A hőellátottság éves jellegét Thornthwaite módszere szerint az *APE* értékei alapján határoztuk meg. Három esetet vizsgáltunk: egyet a múlt (1961–1990) és kettőt a jövőre (2021–2050; 2061–2090) vonatkozóan. Eredményeinket a *10. ábra* szemlélteti.



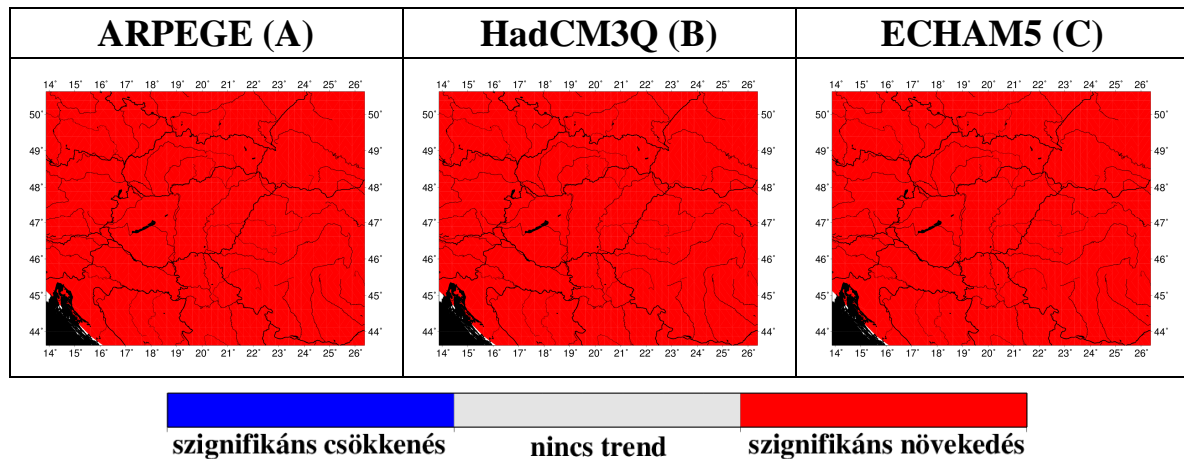
10. ábra – A Kárpát-medence hőellátottsága a potenciális evapotranspiráció éves összege szerint a múltban (1961–1990), a közeljövőben (2021–2050) és a távolabbi jövőben (2061–2090) az ARPEGE, a HadCM3Q és az ECHAM5 globális modellek által meghajtott regionális modellek összesített eredményei alapján

A XX. század végén hazánk a hőellátottság tekintetében homogén volt, Thornthwaite osztályozását alkalmazva B₁ mezotermális (10.I ábra). A 10.I ábrán igen jól kirajzolódnak a Déli- és a Keleti-Kárpátok vonulatai, az Erdélyi-szigethegység, illetve az Északnyugati-Kárpátok központi részei a C₂ mikrotermális hőellátottsági kategória révén. Érdekes még, hogy az 1961–1990-es időszakban a térség hőellátottságát vizsgálva B₂ mezotermális klímát csak a Déli-Kárpátoktól délebbre, a Havasalföldön találhatunk.

A közeljövőben a Kárpát-medence hőellátottsági viszonyai nagymértékben módosulhatnak. Az egyik legszembetűnőbb változás a múlthoz képest, hogy mindhárom GCM esetében megjelenhet az előbb említett B₂ mezotermális kategória az Alföld jelentős területén (10.II ábra). A HadCM3Q eredményei alapján a 2021–2050-es időszakra hazánk szinte teljes területén már ez a kategória válhat jellemzővé. Csak az Alpokalján, a Bakony szívében, illetve az Északi-középhegység egyes területein maradhat B₁ mezotermális a hőellátottság (10.B/II ábra). A legkisebb mértékű változást az ECHAM5 esetében tapasztaljuk, azonban a B₂ mezotermális típus még ez esetben is a Kárpát-medence 24,5%-át boríthatja majd. Szembeötlő változás az is, hogy a C₂ mezotermális klíma egyre szűkebb tartományokra korlátozódhat a Kárpátokban.

A hőellátottsági viszonyokat illetően távoli jövőben a legnagyobb mértékű változást a HadCM3Q esetében tapasztalhatjuk. E projekció szerint a XXI. század második felére a Kárpátok egész területén a C₂ mikrotermális kategóriát a B₁ mezotermális válthatja, sőt a Bánságban és a Szerémségben a B₃ mezotermális viszony is megjelenhet (10.B/III ábra). Az összehasonlíthatóság kedvéért érdemes megemlíteni, hogy korábbi, múltira vonatkozó vizsgálataink során B₃ mezotermális viszonytal például Szicília és Málta területén találkoztunk. A HadCM3Q eredményei alapján a XXI. század második felére hazánk teljes területén B₂ mezotermális lehet az éghajlat, és a másik két esetben is csupán középhegységeink magasabb hegycsúcsain maradhat meg a B₁ mezotermális jelleg (10.III ábra). A múltat a távoli jövővel összehasonlítva kitűnően látszik, hogy mindhárom GCM esetében a Kárpát-medence teljes területén – talán a hegyvidéki területeket leszámítva mindenütt – a hőellátottság tekintetében kategóriaváltás következhet be XXI. század végére. Korábbi eredményeinkből tudjuk, hogy Magyarországon a XX. század során végig egy hőellátottsági kategória volt megfigyelhető (SZELEPCSÉNYI, 2011). Ennek ellenére már akkor is megállapítottuk, hogy országunkat a melegedés folyamata bizonyosan érintette. A jelenleg prognosztizált változások (kategóriaváltások) tehát megfelelően jelzik, hogy a felmelegedés mértéke a jövőben sokszorososa lehet a múlt században tapasztalténak.

Mint ahogyan azt a bevezetésben is kiemeltük, a Kárpát-medence azon területeinek beazonosítása volt célunk, amelyek a jövőben nagy valószínűséggel melegebbé válhatnak. Munkánk során így a vizsgált terület egészén – Mann-Kendall trendtesztet alkalmazva – vizsgáltuk a prognosztizált *APE* változásának szignifikáns voltát (11. ábra).



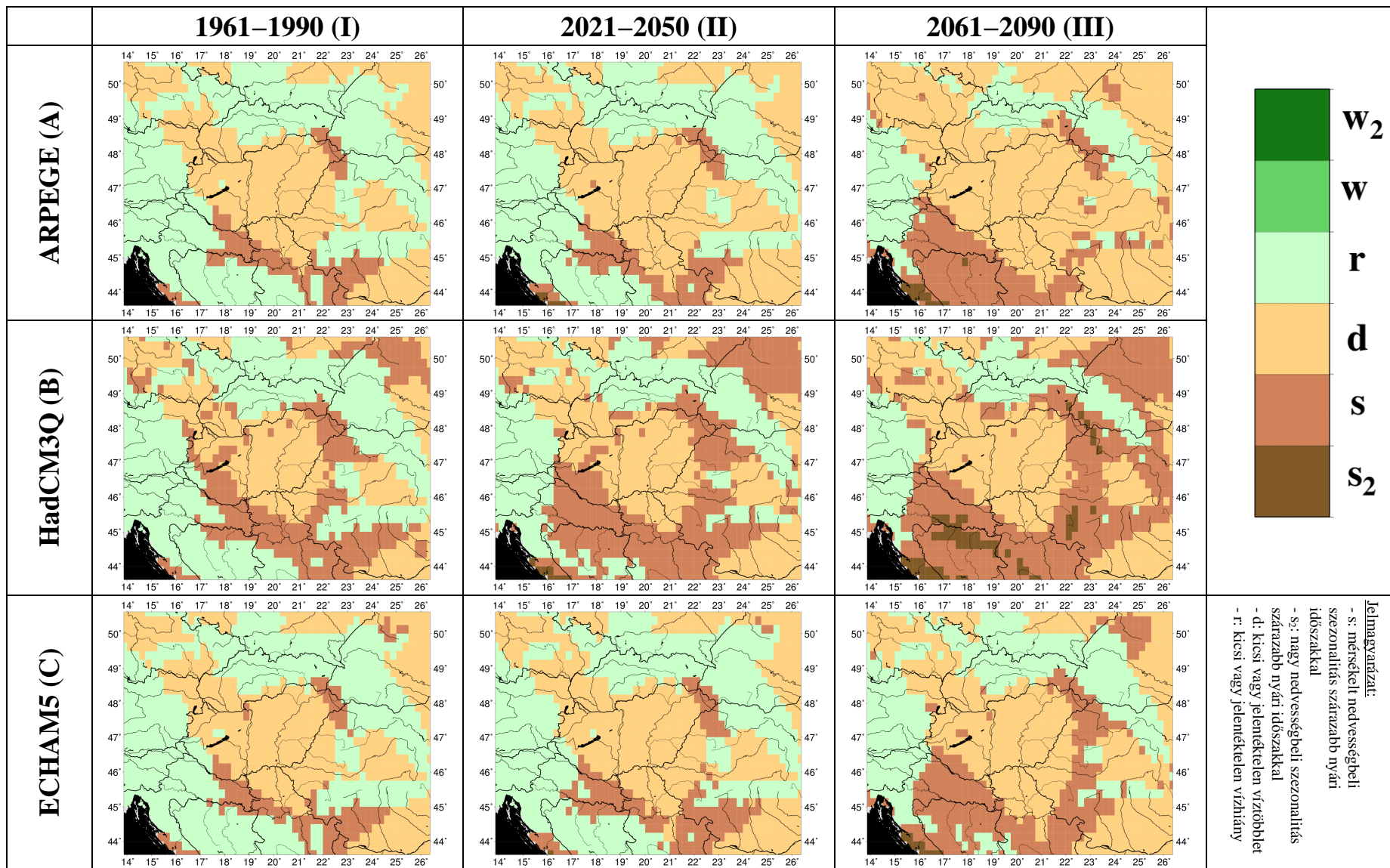
11. ábra – A potenciális evapotranspiráció éves összegének szignifikáns ($p > 99\%$) változása az 1951–2098-as időszakra a Kárpát-medencében az ARPEGE, a HadCM3Q és az ECHAM5 globális modellek által meghajtott regionális modellek összesített eredményei alapján

A 11. ábra alapján jól látszik, hogy az *APE* értéke a jövőben mindhárom GCM szerint szignifikánsan növekedhet a vizsgált terület teljes egészén. Az *APE* értékének növekedése pedig közvetetten a felszín közeli légrétegek melegebbé válását jelzi.

5.3 A vízellátottság szezonális jellege

A klímaképletek harmadik betűit, azaz a vízellátottság szezonális jellegét az ariditási és a humiditási index (I_a , I_h) alapján határozzuk meg – attól függően, hogy nedves vagy száraz klímáról van-e szó. Mint már azt a vízellátottság éves szintű elemzésekor láttuk, az alkalmazott projekciók alapján a nedves és száraz klímákat elválasztó határvonal a Kárpát-medence területén keresztül húzódhat. Ebből adódóan a régió egyes pontjain az I_a , míg más pontjain az I_h alapján történik a vízellátottság szezonális jellegének jellemzése. Eme tény a területi átlagolás kapcsán problémát vetett fel. Amennyiben a medence összes pontját felhasználva képeztük volna az I_a és az I_h értékeinek területi átlagait, Thornthwaite módszere alapján értelmezhetetlen eredményeket kaptunk volna. Megoldás lehetett volna, ha minden egyes időszakban, időpontban kiszámoljuk a nedves éghajlatú pontokra az I_a , míg a száraz éghajlatú pontokra az I_h számtani átlagait. Munkánk során azonban – az alkalmazott módszereket tekintve – ellentmondásmentesek szerettünk volna maradni, így a vízellátottság szezonális jellegének területi átlagaira nézve nem tettünk megállapításokat.

Vizsgáltuk azonban az adott szempont alapján a Kárpát-medence területi különbözőségeit. Elkészítettük Thornthwaite osztályozási módszere alapján a múlt, a közeljövőre és a távoli jövőre vonatkozóan a Kárpát-medence szezonális jellegét bemutató térképeket (12. ábra). A térképek értelmezéséhez fontos tudni, hogy a nedves éghajlatok esetében a vízhiányos időszakokra, míg a száraz éghajlatok esetében a víztöbbletes időszakokra tudunk megállapításokat tenni. Továbbá könnyen belátható, hogy a nyári vízhiány és a téli víztöbblet valójában ugyanazt az évszakos jelleget jelenti. Így amennyiben a klímaképlet harmadik betűje s vagy s_2 , valójában szárazabb nyári időszakot értünk alatta, attól függetlenül, hogy száraz vagy nedves klímáról van-e szó. A térképes ábrázolás során – Thornthwaite módszeréhez hasonlóan itt is – a kitüntetett évszak a nyár, így a barna szín minden esetben a szárazabb, míg a zöld szín a nedvesebb nyári időszakot jelöli. A 12. ábra térképeit elnézve a Kárpát-medencében a vizsgált időszakban azonban csak négy típus figyelhető meg: r (kicsi vagy jelentéktelen vízhiány), d (kicsi vagy jelentéktelen víztöbblet), s (mérsékelt nedvességbeli szezonális szárazabb nyári időszak) és s_2 (nagy nedvességbeli szezonális szárazabb nyári időszak). Így az egyszerűség kedvéért a továbbiakban csak a vízellátottság éves menetére teszünk majd megállapításokat. De mindvégig tudnunk kell, hogy a mérsékelt és nagy nedvességbeli szezonális jelleghez a Kárpát-medence esetében szárazabb nyári időszak párosul.



12. ábra – A Kárpát-medence vízellátottságának szezonális jellege a humiditási és az ariditási index szerint a múltban (1961–1990), a közeljövőben (2021–2050) és a távolabbi jövőben (2061–2090) az ARPEGE, a HadCM3Q és az ECHAM5 globális modellek által meghajtott regionális modellek összesített eredményei alapján

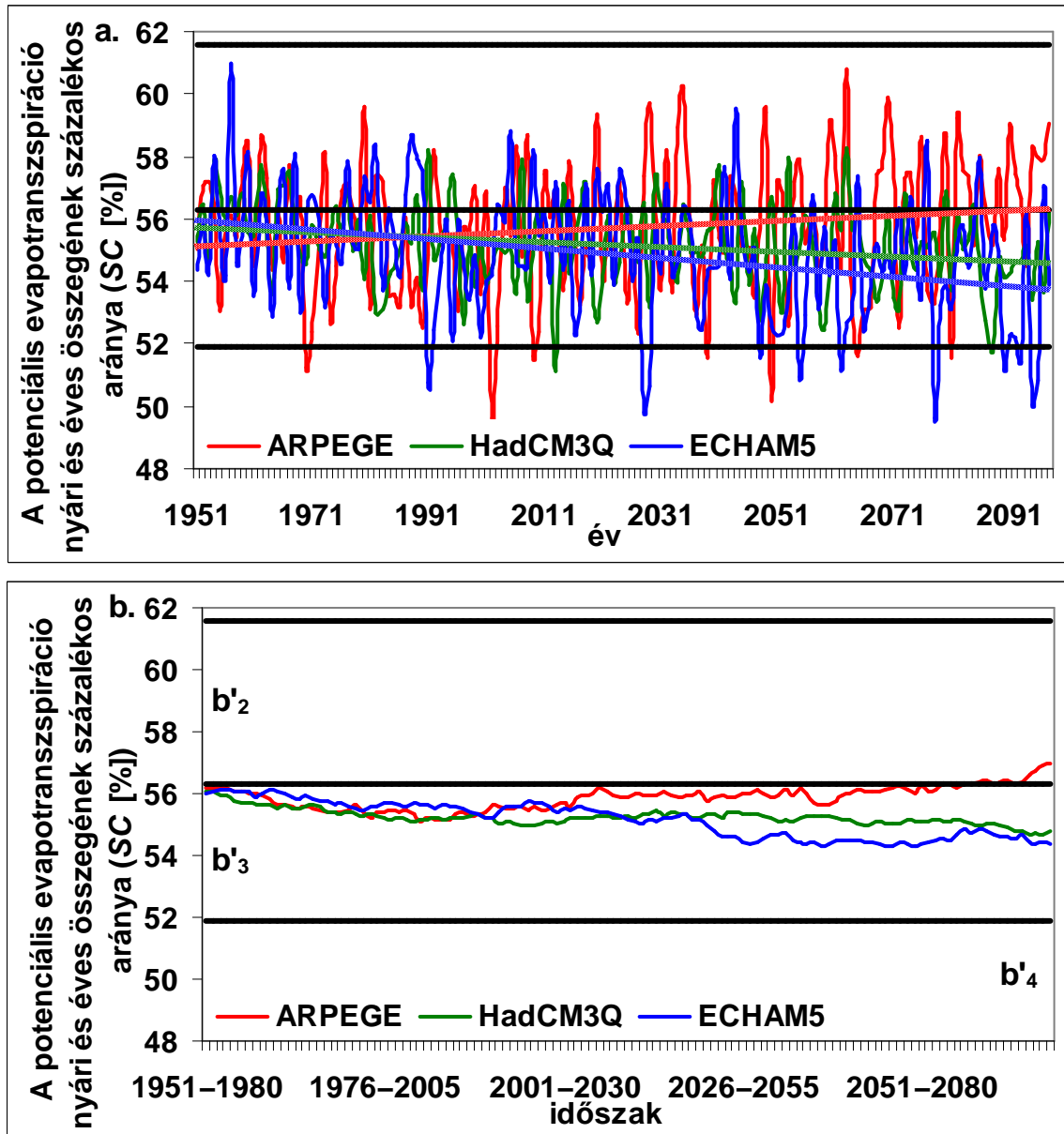
A harmadik klímabetű esetében már a múltban is megmutatkozik a modellek közötti különbözőség. Az 1961–1990-es időszakban az ARPEGE alapján a Kárpát-medencén belül a Felső-Tisza síkságán, a Szilágyságban, a Szerémségben, a Belső-Somogyban illetve Szlavóniában jelentkezett mérsékelt nedvességbeli szezonális (12.A/I ábra). Az ECHAM5 esetében is hasonló térbeli szerkezettel találkozunk (12.C/I ábra). A HadCM3Q alapján azonban a szárazabb nyári időszakokkal párosuló mérsékelt nedvességbeli szezonális nagyobb területekre terjedt ki. Eszerint a Bánsági-hegyvidéken, a Dunántúli-dombságban, a Bakonyban, a Pilisben és az Északi-középhegység egyes területein is mérsékelt szezonális volt tapasztalható a vízellátottságban (12.B/I ábra). A HadCM3Q esetében a vizsgált terület 24,08%-án figyelhető meg mérsékelt nedvességbeli szezonális, míg a másik két esetben csak 8–9%-án.

A közeljövőre nézve is hasonló a helyzet, azaz a három GCM közül a HadCM3Q esetén figyelhető meg a mérsékelt nedvességbeli szezonális a legnagyobb kiterjedésben (12.B/II ábra). A múltban – mint láttuk – az Alpokalját, illetve a jelenlegi Horvátország és a Déli-Kárpátok nagy részét is egyenletes vízellátottság jellemezte, ezt a közeljövőben mérsékelt nedvességbeli szezonális válthatja. Így a vizsgált terület 34,6%-án már szezonális jellegű mutató vízellátottságot prognosztizál a modell. Az ARPEGE és az ECHAM5 eredményei alapján azonban meglepő módon azt tapasztalhatjuk, hogy a közeljövőben jelentősebb változás nem valószínűsíthető e paraméter tekintetében. Hazánkban a délnyugati határvidéket leszámítva kicsi vagy jelentéktelen víztöbblet figyelhető meg a 2021–2050-es időszakban, illetve hasonló viszonyok mutatkoznak a Bácskában és a Bánságban is (12.II ábra).

A távoli jövőre nézve is a HadCM3Q esetén jelentkezik a legnagyobb területen a vízellátottság szezonális. Érdekes módon azonban a Bakonyban és a Külső-Somogyban a mérsékelt szezonális eltűnik, így itt a nedvesség egyenletesebb éven belüli eloszlása lehetséges. Azonban például a Felső-Tisza síkságán, a Szilágyságban, a Bánsági-hegyvidéken és a Száva mentén nagy nedvességbeli szezonális jelenhet meg (12.B/III ábra). Az ARPEGE alapján az é. sz. 47°-tól északabbra fekvő területeken a vízellátottság szezonális a vizsgált időszakban változatlan maradhat, csupán az éves jelleg módosulása miatt a vízhiány helyett, a víztöbbletre vonatkozóan tehetünk majd megállapításokat (12.A/III ábra). A modellek a legmarkánsabb változásokat a Drávától délebbre, illetve a Kárpátok előterében jelzik előre, itt az éves szintű szárazodás mellett tehát egy extrém száraz nyári időszak megjelenése is várható.

5.4 A hőellátottság szezonális jellege

A hőellátottság szezonális jellegét a potenciális evapotranszspiráció nyári és éves összegének aránya (SC) alapján ítéljük meg. Tekintsük tehát a Kárpát-medence területére átlagolt SC értékeket az ARPEGE, a HadCM3Q és az ECHAM5 GCM-ek által meghajtott RCM-ek átlagos eredményei alapján (13. ábra)!



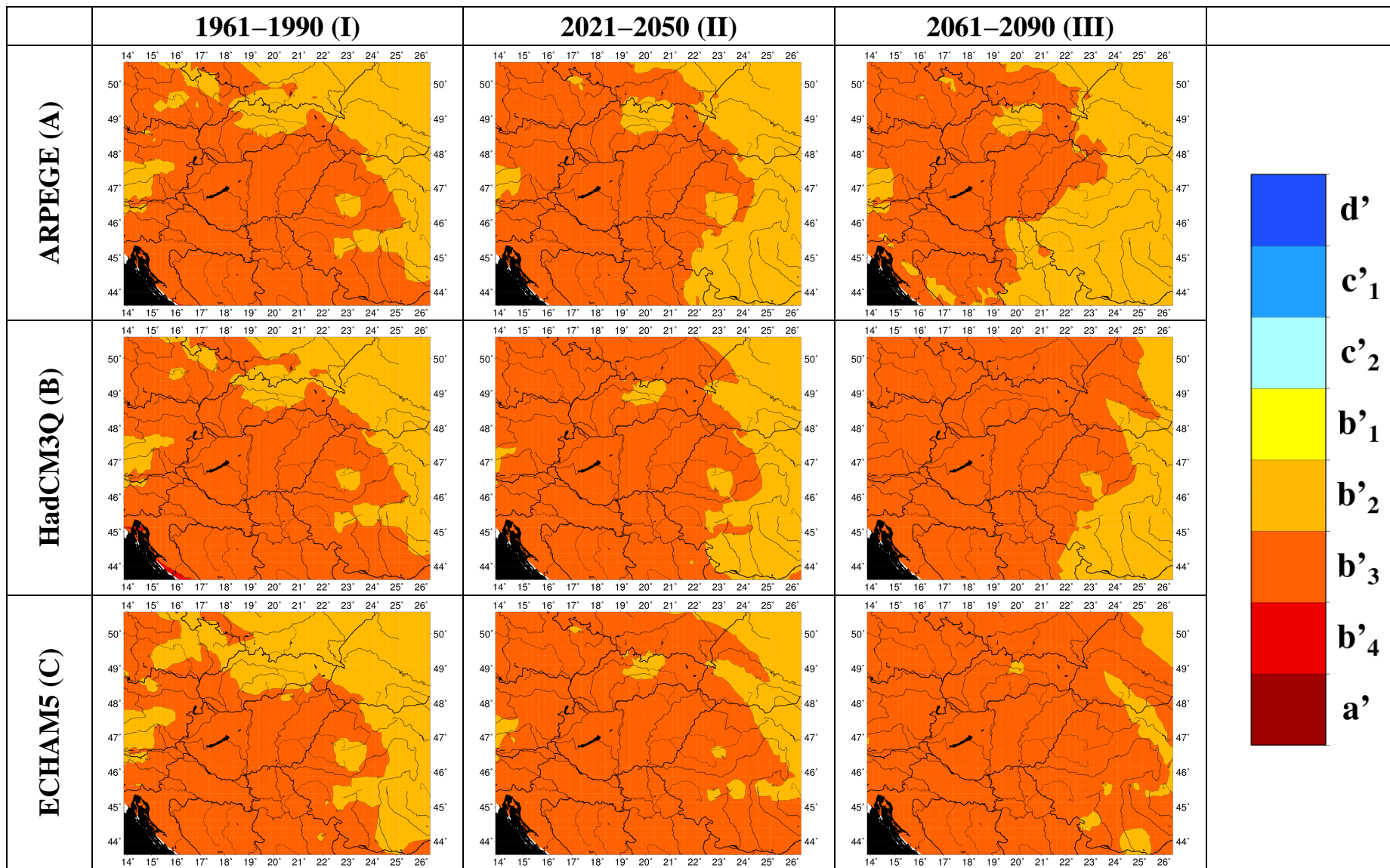
13. ábra – A Kárpát-medence területére átlagolt SC időbeli változása az ARPEGE, a HadCM3Q és az ECHAM5 globális klímamodellekkel meghajtott regionális klímamodellek átlagos eredményei alapján [az eredeti éves értékek (a); illetve az éghajlati értékek (b) alapján meghatározva; vastag fekete vonal: a kategóriák közötti határvonal]

Az eredmények értelmezéséhez először gondoljunk át néhány dolgot! A trópusi területeken a hőellátottság éves szinten egyenletes, ugyanis a hőmérséklet alapján nem különíthetők el évszakok. Így a trópusokon az evapotranszspiráció nyári és éves összegének aránya, azaz az *SC* értéke kicsi. A tundrán a középhőmérséklet egy vagy két hónapban emelkedhet 0 °C fölé, ezeket a hónapokat tekintjük nyárnak. Így itt az evapotranszspiráció éves összegét (*APE*) szinte teljes egészében a nyári összeg (*SPE*) teszi ki, tehát itt az *SC* értéke igen nagy. Az *SC* értékének időbeli csökkenése így azt jelzi, hogy a terület hőellátottsága éves szinten egyre egyenletesebbé válik.

A Kárpát-medence szezonális hőellátottsága a vizsgált időszakban nagy ingadozást mutat (13.a ábra). Trendanalízis céljából az idősorokra regressziós egyenest illesztettünk. Az ARPEGE esetén a *SC* értékének növekedését, míg a HadCM3Q és az ECHAM5 esetén annak csökkenését valószínűsíthetjük. Mann-Kendall trendesztellel vizsgáltuk a változások szignifikáns voltát. Az ARPEGE esetén az *SC* értékeiben szignifikáns változás nem tapasztalható. A HadCM3Q és az ECHAM5 alapján azonban 99%-os valószínűséggel csökkenhet az *SC* területi átlaga a vizsgált időszakban. Gondoljuk át ennek jelentését! Az *SC* csökkenő trendje az *APE* korábban tapasztalt növekvő trendjével szembeállítva csupán arról informál minket, hogy az *APE* értéke valószínűleg gyorsabb ütemben és nagyobb mértékben növekedhet, mint az *SPE* értéke. Így az is előfordulhat, hogy az *SPE* értéke is szignifikánsan növekszik az alkalmazott modelleredmények alapján. Feltételezésünket az *SPE* területi átlagainak trendesztelle igazolta is (nem ábrázoljuk).

A 13.b ábra esetében az *SC* területi átlagait a hőmérsékletértékek 30 éves csúszó átlagaival kaptuk meg. Az *SC* területi átlaga az ECHAM5 esetében a vizsgált időszak eleje és vége között 56%-ról 54,38%-ra módosulhat. A HadCM3Q eredményei alapján hasonló mértékű csökkenés prognosztizálható. Ezen GCM-ek eredményei alapján továbbá azt is megállapíthatjuk, hogy a Kárpát-medence az *SC* csökkenő trendje ellenére a XXI. század során végig valószínűsíthetően b'_3 mezotermális hőellátottsággal lesz jellemezhető. Az *SC* területi átlaga az ARPEGE eredményei alapján a vizsgált időszak eleje és vége között 56,2%-ról 56,95%-ra módosulhat. Az ARPEGE tehát a *SC* értékének növekedéseképpen a XXI. század végére b'_2 mezotermális jelleget prognosztizál (13.b ábra).

Tekintsük a továbbiakban a régió területi különbözőségeit az adott szempont szerint a múltban és a jövőben! A hőellátottság szezonális jellegét Thornthwaite módszere szerint az *SC* alapján határoztuk meg. Három esetet vizsgáltunk: egyet a múlt (1961–1990) és kettőt a jövőre (2021–2050; 2061–2090) vonatkozóan. Eredményeinket a 14. ábra szemlélteti.



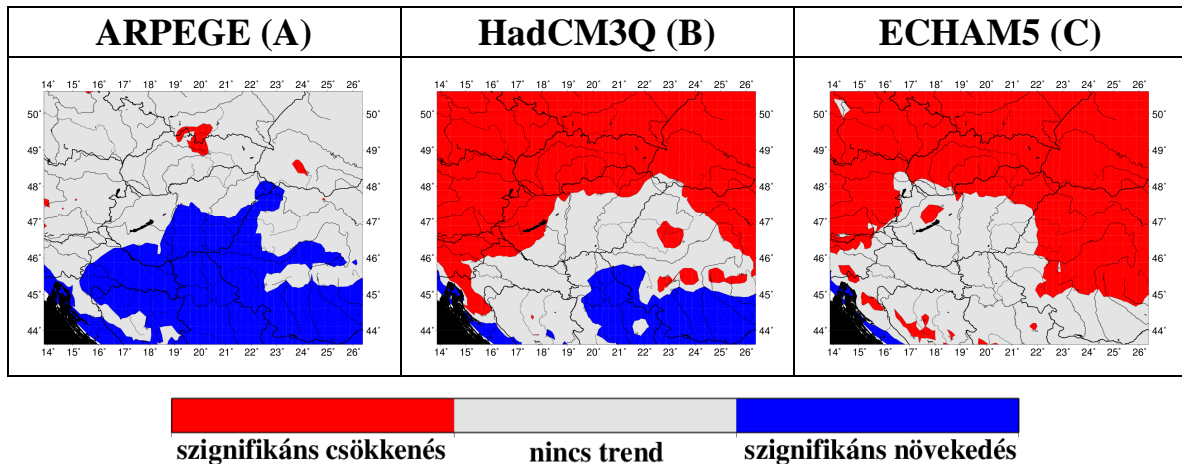
14. ábra – A Kárpát-medence hőellátottságának szezonális jellege a potenciális evapotranszspiráció nyári és éves összegének aránya szerint a múltban (1961–1990), a közeljövőben (2021–2050) és a távolabbi jövőben (2061–2090) az ARPEGE, a HadCM3 és az ECHAM5 globális modellek által meghajtott regionális modellek összetett eredményei alapján

A hőellátottság szezonálisának területi különbözőségeit vizsgálva azt tapasztalhatjuk, hogy a múltban és a jövőben is két-két osztálytípus valószínűsíthető a vizsgált területen a GCM-től függetlenül. Az 1961–1990-es időszakban jól kirajzolódnak a Kárpátok vonulatai a b'_2 mezotermális jelleggel (14.I ábra). Ez azt jelenti, hogy az evapotranszpiráció nyári összege az éves összeg 56,6–61,3%-a lehetett. Ilyen viszony uralkodott egyébként még az Alpokban, az Erdélyi-szigethegységben és a Kárpátoktól északkeletre is. Hazánkban és a Kárpát-medencétől délebbre fekvő területeken azonban b'_3 mezotermális jelleg volt jellemző, így itt a hőellátottság éven belüli alakulása is egyenletesebbnek bizonyult. Az HadCM3Q esetében a múltban a b'_3 mezotermális viszony a vizsgált terület 70,71%-án volt megfigyelhető, míg az ECHAM5 esetében 58,78%-án.

A közeli jövőre nézve az egyes GCM-ek eredményei eltérő képet mutatnak a hőellátottság szezonálisát illetően (14.II ábra). A két kategória területi részesezése GCM-enként eltérően alakulhat. Az ARPEGE esetében például a b'_3 mezotermális jelleg területi aránya a múlthoz képest minimális mértékben, de csökkenhet; míg az ECHAM5 alapján már a vizsgált terület 83,4%-án válhat jellemzővé. Közös ismérve azonban mindhárom GCM-nek, hogy a Kárpátok vonulatai már egyik esetben sem rajzolódnak ki annyira markánsan, mint korábban. A Kárpátok északi területein is már csak a Magas-Tátrában és az Alacsony-Tátrában figyelhető meg a b'_2 mezotermális jelleg, de ennek kiterjedése is változó. Hasonló módon olvadnak bele az Erdélyi-szigethegység és a Déli-Kárpátok vonulatai is környezetükbe (14.II ábra).

Az előbb tapasztalt változások tendenciái a távoli jövőre nézve is fennmaradhatnak. Az ARPEGE eredményei alapján például a XXI. század második felére már csak a vizsgált terület 53,5%-án figyelhető a b'_3 mezotermális kategória. Kategóriaváltás többnyire a Kárpát-medence délebbi régióban, a Keleti-Kárpátok előterében, illetve a Szerémségtől délebbre fekvő területeken következhet be (14.A/III ábra). Az ECHAM5 esetében azonban az egyenletesebb éven belüli hőellátottságot mutató kategória (b'_3) területi részesezése már 91,95%-os is lehet. Ez esetben a Kárpátok vonulatainak már csak egy igen szűk tartományára szorul vissza a b'_2 mezotermális jelleg (14.C/III ábra).

Munkánk során azt is tanulmányoztuk, hogy a tapasztalt változások a Kárpát-medence mely területein következhetnek be nagy biztonsággal. Így Mann-Kendall trendesztet alkalmazva vizsgáltuk a prognosztizált SC változásának szignifikáns voltát a vizsgált terület egészén (15. ábra).



15. ábra – A potenciális evapotranszpiráció nyári és éves összegéből képzett hányados szignifikáns ($p > 99\%$) változása az 1951–2098-as időszakra a Kárpát-medencében az ARPEGE, a HadCM3Q és az ECHAM5 globális modellek által meghajtott regionális modellek összesített eredményei alapján

A 15.A ábrán az SC értékének szignifikáns növekedése a délebbi régiókban figyelhető meg. Ezt a változást már a korábbi kategóriaváltás kapcsán is feltételeztük, de az adott paraméter trendtesztje által objektívan is megbizonyosodhattunk róla. A másik két esetben az SC értékének szignifikáns csökkenése tapasztalható a vizsgált terület északi és keleti tartományjaiban. A délebbi régiókban és hazánk jelentős részén semmilyen trend sem figyelhető meg az adott paramétert illetően. A 15. ábra alapján tehát elmondható, hogy régióinkban a változás előjele ez esetben kétséges. Így az erre vonatkozó eredmények kevésbé jelentenek biztos támpontot.

6. Összefoglalás

Dolgozatomban a Kárpát-medence várható éghajlatát vizsgáltuk az ENSEMBLES klíma-szimulációk korrigált adatsorai alapján Thornthwaite klímaklasszifikációs módszerét alkalmazva. Thornthwaite az éghajlatokat klímaképletek formájában jellemzi. Egy-egy klímaképlet négy betűből áll össze. Az elemzéseket betűnként végeztük el. A nedvességi index (I_m) és a potenciális evapotranszpiráció éves összege (APE) alapján az éves jelleget elemeztük. A szezonalitást a humiditási és ariditási index (I_h , I_a), illetve a potenciális evapotranszpiráció nyári és éves összegének aránya (SC) alapján ítéltük meg.

Thornthwaite módszere a hőmérséklet és a csapadék havi idősorait igényli. Vizsgálatainkhoz az ENSEMBLES projekt klíma-szimulációinak 11 db korrigált adatsorát használtuk fel, így a projekciókban rejlő bizonytalanságokról is információt kaphattunk. A kiválasztott regionális klímamodellek (RCM) mindegyikét egységesen 1950-től 2100-ig futtatták, az A1B scenárióra vonatkozóan. Az RCM-ek peremfeltételeit három különböző globális klímamodel (GCM) szolgáltatta. A hőmérséklet- és csapadékmezőket GCM-enként átlagoltuk ki.

Munkánk során így GCM-enként vizsgáltuk az éghajlati indexek Kárpát-medencére vonatkozó területi átlagainak időbeli alakulását. Trendesztel vizsgáltuk, hogy a tapasztalt változások szignifikánsnak tekinthetőek-e. Betűnként elemeztük a régió területi különbözőségeit is a múlt és a jövő egy-egy éghajlati átlagára vonatkozóan. Emellett beazonosítottuk azokat a területeket is, amelyeket a szárazodás és/vagy a melegedés folyamata a jövőben nagy valószínűséggel érinthet.

A vízellátottság éves jellegére nézve azt tapasztaltuk, hogy az I_m területi átlaga szignifikánsan csökkenhet az 1951–2098-as időszakban. Az I_m értékének csökkenése az éghajlat szárazabbá válását jelzi. A területi eltérések felmérésekor úgy találtuk, hogy a Kárpát-medencében a jövőben megjelenhet a szemiarid (D) jelleg is. Az ARPEGE alapján a 2061–2090-es időszakban a Kárpát-medence 28,94%-án válhat jellemzővé, de az ECHAM5 esetében is 11,82%-os lehet a területi részesedése (4. táblázat).

	1961–1990	2021–2050	2061–2090
ARPEGE	0%	6,82%	28,94%
HadCM3Q	0%	5,61%	17,42%
ECHAM5	0%	1,67%	11,82%

4. táblázat – A szemiarid (D) vízellátottság jelleg területi részesedése a Kárpát-medencében százalékban kifejezve a múltban és a jövőben az alkalmazott modellek eredményei alapján

Azt is megállapítottuk, hogy a távoli jövőben Magyarország teljes területe valószínűleg a száraz éghajlati zónába tartozhat. Továbbá az I_m értéke szignifikánsan csökkenhet mindhárom GCM esetében a Kárpát-medence jelentős területén, így éghajlatunk valószínűleg a XXI. század végére szárazabbá fog válni.

A hőellátottság éves jellegének vizsgálatakor úgy találtuk, hogy az *APE* területi átlaga szignifikánsan növekedhet a jövőben. Az *APE* értékének növekedése az éghajlat melegebbé válását jelzi. A területi különbségek vizsgálata során azt tapasztaltuk, hogy amíg a múltban B'_2 mezotermális klímával a Kárpát-medencében nem találkozhattunk, addig a jövőben akár a régióknak jelenetős részén állandósulhat is ez a jelleg. A HadCM3Q alapján a 2061–2090-es időszakra a Kárpát-medence 71,52%-án válhat jellemzővé, de az ARPEGE esetében is 60,91%-os lehet a területi részesedése (5. táblázat).

	1961–1990	2021–2050	2061–2090
ARPEGE	0%	33,18%	60,91%
HadCM3Q	0%	48,48%	71,52%
ECHAM5	0%	24,55%	61,36%

5. táblázat – A B'_2 mezotermális hőellátottsági jelleg területi részesedése a Kárpát-medencében százalékban kifejezve a múltban és a jövőben az alkalmazott modellek eredményei alapján

A trendesztek során azt tapasztaltuk, hogy az *APE* értéke szignifikánsan növekedhet térségünkben, így éghajlatunk a XXI. század végére valószínűleg több víz elpárologtatására lesz képes a léghőmérséklet növekedésének következtében.

A vízellátottság szezonális jellegének vizsgálatakor úgy találtuk, hogy a modellek között már a múltra nézve is nagy különbségek adódhatnak. Az ARPEGE és az ECHAM5 esetében például mérsékelt nedvességbeli szezonális kevesebb, mint a Kárpát-medence 10%-án figyelhető meg az 1961–1990-es időszakban. Ugyanez a mérőszám a HadCM3Q esetében már 24,08%. Az ARPEGE és az ECHAM5 alapján még a XXI. század végére sem érheti el eme jelleg területi részesedése a 24%-ot, míg a HadCM3Q a régió 40,53%-án valószínűsít mérsékelt nedvességbeli szezonálisitást (6. táblázat).

	1961–1990	2021–2050	2061–2090
ARPEGE	8,74%	8,88%	18,25%
HadCM3Q	24,08%	34,63%	40,53%
ECHAM5	9,51%	11,8%	21,86%

6. táblázat – Az s (mérsékelt nedvességbeli szezonális szárazabb nyári időszakokkal) jelleg területi részesedése a Kárpát-medencében százalékban kifejezve a múltban és a jövőben az alkalmazott modellek eredményei alapján

A vízellátottság szezonálisát tekintve tehát úgy találtuk, hogy a modelleredmények a változások mértékét illetően eléggé szórnak. A hőellátottság évszakos jellegének megítélésakor viszont már azt tapasztaltuk, hogy a változások előjele sem egyezik meg minden esetben. Így azt állapíthatjuk meg, hogy az ENSEMBLES klíma-szimulációk korrigált adatsorai alapján nagy biztonsággal csak az éves jellegre nézve tehetünk egyértelmű megállapításokat. Az eredményeket továbbárnyalná, ha Thornthwaite módszerét mind a 11 RCM-re alkalmaznánk. Ez további céljaink között szerepel is. Illetve megjegyeznénk, hogy eredményeink abban az esetben lennének összevethetőek Druczáéval, amennyiben a csöbör modell alkalmazásakor mi is a talaj fizikai féleségétől tennénk függővé a hasznos vízkészletet.

7. Irodalomjegyzék

- ÁCS, F., BREUER, H., TARCZAY, K. és DRUCZA, M. (2005): A talaj és az éghajlat közötti kapcsolat modellezése. *Agrokémia és Talajtan*, **54** (3–4), pp. 257–274.
- BARTHOLY, J., PONGRÁCZ, R. és GELYBÓ, GY. (2007): A 21. század végén várható regionális éghajlatváltozás Magyarországon. *Földrajzi Értesítő*, **LVI** (3–4), pp. 147–167.
- BARTHOLY, J., PONGRÁCZ, R., MATYASOVSKY, I. and SCHLANGER, V. (2003): Expected regional variations and changes of mean and extreme climatology of Eastern/Central Europe. In: Combined Preprints CD-ROM of the 83rdAMS Annual Meeting. *Paper 4.7, American Meteorological Society*, 10 p.
- BARTHOLY, J., PONGRÁCZ, R., MATYASOVSKY, I. és SCHLANGER, V. (2004): A XX. században bekövetkezett és a XXI. századra várható éghajlati tendenciák Magyarország területére. *Agro-21 Füzetek*, **33**, pp. 1–15.
- BECK, C., GRIESER, J., KOTTEK, M., RUBEL, F. and RUDOLF, B. (2006): Characterizing Global Climate Change by means of Köppen Climate Classification. *DWD, Climate Status Report 2005*, pp. 139–149.
- BÉRÉNYI, D. (1943): Magyarország Thornthwaite rendszerű éghajlati térképe és az éghajlati térképek növényföldrajzi vonatkozásai. *Időjárás*, **XLVII** (5–6), pp. 81–89.
- BORHIDI, A. (1981): Az éghajlat. In: HORTOBÁGYI, T. és SIMON, T. (eds.): Növényföldrajz, társulástan és ökológia. *Tankönyvkiadó, Budapest*, pp. 352–372.
- BÖHM, U., KÜCKEN, M., AHRENS, W., BLOCK, A., HAUFFE, D., KEULER, K., ROCKEL, B. and WILL, A. (2006): CLM – The climate version of LM: Brief description and long-term applications. *COSMO Newsletter*, **6**, pp. 225–235.
- BREUER, H. (2007): A párolgás, a talajvízkészlet és a talajlégzés klimatológiai modellezése Magyarországon. *Diplomamunka. Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék*, 94 p.
- BUDYKO, M. I. (1974): *Climate and life. Academic Press, Orlando, Florida, USA*, 508 p.
- CHRISTENSEN, J H; CHRISTENSEN, O. B., LOPEZ, P.; VAN MEIJGAARD, E. and BOTZET, M. (1996): The HIRHAM4 Regional Atmospheric Climate Model. *Scientific Report 96–4, Danish Meteorological Institute*, 51 p.
- CHRISTENSEN, O. B., DREWS, M., CHRISTENSEN, J. H., DETHLOFF, K., KETELSEN, K., HEBESTADT, I. and RINKE, A., (2007): The HIRHAM Regional Climate Model Version 5 (beta). *Technical Report 06–17, Danish Meteorological Institute*, 22 p.
- COLLINS, M., BOOTH, B. B. B., HARRIS, G. R., MURPHY, J. M., SEXTON, D. M. H. and WEBB, M. J. (2005): Towards Quantifying Uncertainty in Transient Climate Change. *Climate Dynamics*, **27** (2–3), pp. 127–147.
- DE CANDOLLE, A. (1874): Constitution dans le règne végétal des groupes physiologiques applicables à la géographie botanique ancienne et moderne. *Bibliothèque Universelle. Archives des Sciences Physiques et Naturelles*, **50**, pp. 5–42.
- DE MARTONNE, E. (1926): Une nouvelle fonction climatologique: L'indice d'aridité. *La Meteorologie*, **2**, pp. 449–458.
- DÉQUÉ, M., MARQUET, P. and JONES, R. G. (1998): Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution general circulation mode. *Climate Dynamics*, **14** (3), pp. 173–189.

- DRUCZA, M. (2008): A párolgás és a talaj vízháztartási tulajdonságainak modellezése: magyarországi esettanulmányok. *Doktori értekezés, Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék*, 100 p.
- DRUCZA, M. and ÁCS, F. (2006): Relationship between soil texture and near surface climate in Hungary. *Időjárás*, **110** (2), pp. 135–153.
- DRUDE, O. (1884): Die Florenreiche der Erde. *Petermanns Geographische Mitteilungen, Pótfüzet*, 74 p.
- EMBERGER, L. (1930): Sur une formule applicable en géographie botanique. *Les Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **191**, pp. 389–390.
- FORMAYER, H. and HAAS, P. (2009): Correction of RegCM3 model output data using a rank matching approach applied on various meteorological parameters. In: Deliverable D3.2 RCM output localization methods (BOKU-contribution of the FP 6 CECILIA project), pp. 5–15.
- GIORGI, F. and BATES, G. (1989): The Climatological Skill of a Regional Model over Complex Terrain. *Monthly Weather Review*, **117** (11), pp. 2325–2347.
- GORCZYNSKI, W. (1920): Sur le calcul du degré de continentalisme et son application dans la climatologie. *Geographic Annaler*, **2**, pp. 324–331.
- GORDON, C., COOPER, C., SENIOR, C. A., BANKS, H., GREGORY, J. M., JOHNS, T. C., MITCHELL, J. F. B. and WOOD, R. A. (2000): The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics*, **16** (2–3), pp. 147–168.
- GRISEBACH, A. (1866): Die Vegetations-Gebiete der Erde, übersichtlich zusammengestellt. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **12**, pp. 45–53.
- GRISEBACH, A. (1872): Die Vegetation der Erde nach ihrer klimatischen Anordnung: ein Abriss der Vergleichenden Geographie der Pflanzen. *Wilhelm Engelmann, Leipzig*, 603 p.
- HAWKINS, E. and SUTTON, R. (2009): The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of American Meteorological Society*, **90** (8), pp. 1095–1107.
- HAWKINS, E. and SUTTON, R. (2011): The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Climate Dynamics*, **37** (1–2), pp. 407–418.
- HAYLOCK, M. R., HOFSTRA, N., KLEIN TANK, A. M. G., KLOK, E. J., JONES, P. D. and NEW, M. (2008): A European daily highresolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research*, **113**, D20119, 12 p.
- HOLDRIDGE, L. R. (1947): Determination of world plant formations from simple climatic data. *Science*, **105** (2727), pp. 367–368.
- HOLDRIDGE, L. R. (1959): Simple Method for Determining Potential Evapotranspiration from Temperature Data. *Science*, **130** (3375), pp. 572.
- HOLDRIDGE, L. R. (1967): Life zone ecology. *Tropical Science Center, San Jose, Costa Rica*, 206 p.
- HULME, M., WIGLEY, T. M. L., BARROW, E. M., RAPER, S. C. B., CENTELLA, A., SMITH, S. and CHIPANSHI, A. C. (2000): Using a climate scenario generator for vulnerability and adaptation assessments: MAGICC and SCENGEN version 2.4 Workbook. *Climatic Research Unit, Norwich, UK*, 52 p.
- IPCC (2000): Emissions Scenarios. A special reports of IPCC Working Group III. [NAKICENOVIC, N. and SWART, R. (eds.)]. *Cambridge University Press, Cambridge, UK*, 570 p.

- IPCC (2001): Climate Change 2001: Synthesis Report. A Contribution of Working Groups I, II, and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [WATSON, R. T. and the Core Writing Team (eds.)]. *Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA*, 398 p.
- IPCC (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K. B., TIGNOR, M., and MILLER, H. L. (eds.)], *Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA*, 996 p.
- JACOB, D. (2001): A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **77** (1–4), pp. 61–73.
- JACOB, D., ANDRAE, U., ELGERED, G., FORTELIUS, C., GRAHAM, L. P., JACKSON, S. D., KARSTENS, U., KOEPKEN, CHR., LINDAU, R., PODZUN, R., ROCKEL, B., RUBEL, F., SASS, H. B., SMITH, R. N. D., VAN DEN HURK, B. J. J. M. and YANG, X. (2001): A Comprehensive Model Intercomparison Study Investigating the Water Budget during the BALTEX-PIDCAP Period. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **77** (1–4), pp. 19–43.
- JONES, C. G., WILLÉN, U., ULLERSTIG, A. and HANSSON, U. (2004): The Rossby Centre Regional Atmospheric Climate Model Part I: Model Climatology and Performance for the Present Climate over Europe. *Ambio*, **33** (4–5), pp.199–210.
- JUSTYÁK, J. (1995): *Klimatológia (egyetemi és főiskolai jegyzet). Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen*, 225 p.
- KAKAS, J. és SZEPESINÉ, L. A. (1963): Éghajlatunk vízháztartási kérdései. *Időjárás*, **67**, pp. 75–85.
- KENDALL, M. G. (1975): Rank correlation methods. *Charles Griffin, London*.
- KIS, A. (2012): Extrém csapadékindexek elemzése a Kárpát-medence térségére az ENSEMBLES klímaszimulációk korrigált csapadéksorai alapján. *OFKD dolgozat. Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék*, 32 p.
- KJELLSTRÖM, E., BÄRRING, L., GOLLVIK, S., HANSSON, U., JONES, C., SAMUELSSON, P., RUMMUKAINEN, M., ULLERSTIG, A., WILLÉN, U. and WYSER, K. (2005): A 140-year simulation of European climate with the new version of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA3). *SMHI Reports Meteorology and Climatology 108, Norrköping, Sweden*, 54 p.
- KÖPPEN, W. (1884): Die Wärmezonen der Erde, nach der Dauer der heissen, gemässigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet. *Meteorologische Zeitschrift*, **1**, pp. 215–226.
- KÖPPEN, W. (1900): Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Geographische Zeitschrift*, **6**, pp. 593–611, 657–659.
- KÖPPEN, W. (1918): Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahresablauf. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **64**, pp. 193–203, 243–248.
- KÖPPEN, W. (1923): Die Klimate der Erde: Grundriss der Klimakunde. *Walter de Gruyter. Berlin*, 388 p.
- KÖPPEN, W. (1936): Das geographische System der Klimate. In: KÖPPEN, W. and GEIGER, R. (eds.): *Handbuch der Klimatologie. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin*, pp. 1–44
- KRIGE, D. G. (1951): A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. *Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining Society of South Africa*, **52** (6), pp. 119–139.

- LANG, R. (1915): Versuch einer exakten Klassifikation der Boden in klimatischer und geologischer Hinsicht. *Internationalen Mitteilungen für Bodenkunde*, **5**, pp. 312–346.
- LENDERINK, G., VAN DEN HURK, B., VAN MEIJGAARD, E., VAN ULDEN, A. and CUIJPERS, H. (2003): Simulation of present-day climate in RACMO2: first results and model developments, *KNMI Technical Report 252*, 24 p.
- MANN, H. B. (1945): Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, **13**, pp. 245–259.
- MESTERHÁZY, I. (2012): A szőlőtermesztés éghajlati adottságainak várható alakulása a Kárpát-medencében. *OFKD dolgozat. Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék*, 32 p.
- MEYER, A. (1926): Über einige Zusammenhänge zwischen Klima und Boden in Europa. *Doktori értekezés. Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich*, 142 p.
- MITCHELL, T. D., CARTER, T. R., JONES, P. D., HULME, M. and NEW, M. (2003): A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901–2000) and 16 scenarios (2001–2100). *Journal of Climate*: submitted (August 2003)
- OMSZ (2001): Magyarország éghajlati atlasza. *Nemzeti Tankönyvkiadó*, Budapest, 108 pp.
- OMSZ (2010): Klímamodelllezési tevékenység: Eredmények (2010). *Ismeretterjesztő kiadvány, Országos Meteorológia Szolgálat*, 20 p.
- PAL, J.S., GIROGI, F., BI, X., ELGUINDI, N., SOLMON, F., GAO, X., RAUSCHER, S. A., FRANCISCO, R., ZAKEY, A., WINTER, J., ASHFAQ, M., SYED, F. S., BELL, J. L., DIFFENBAUGH, N.S., KARMACHARYA, J., KONARE, A., MARTINEZ, D., DA ROCHA, R. P., SLOAN, L.C. and STEINER, A. L. (2007): Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCNET. *Bulletin of American Meteorological Society*, **88** (9), 1395-1409.
- PONGRÁCZ, R., BARTHOLY, J. and MIKLÓS, E. (2011): Analysis of projected climate change for Hungary using ENSEMBLES simulations. *Applied Ecology and Environmental Research*, **9** (4), pp. 387–398.
- RADU, R., DÉQUÉ, M. and SOMOT, S. (2008) Spectral nudging in a spectral regional climate model. *Tellus A (Dynamic Meteorology and Oceanography)*, **60** (5):pp. 898–910.
- ROECKNER, E., BAUML, G., BONAVENTURA, L., BROKOPF, R., ESCH, M., GIORGETTA, M., HAGEMANN, S., KIRCHNER, I., KORNBLUEH, L., MANZINI, E., RHODIN, A., SCHLESE, U., SCHULZWEIDA, U., TOMPKINS, A. (2003): The atmospheric general circulation model ECHAM-5: Model Description. *Max Planck-Institut für Meteorologie, MPI Report 349*, 140 p.
- RUBEL, F. and KOTTEK, M. (2010): Observed and projected climate shifts 1901–2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. *Meteorologische Zeitschrift*, **19** (2), pp. 135–141.
- SIMMONS, A. J., BURRIDGE, D. M., JARRAUD, M., GIRARDM, M. and WERGEN, W. (1989). The ECMWF medium-range prediction model's development of the numerical formulations and the impact of increased resolution. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **40** (1–3), pp. 28–60.
- SUPAN, A. (1879): Die Temperaturzonen der Erde. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **25**, pp. 349–358.
- SZABÓ, D. (2010): Az éghajlatváltozás hatása a hazai turisztikai kínálatra. *Diplomamunka. Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék*, 113 p.
- SZÁSZ, G. (1963): A vízháztartás klimatikus tényezőinek vizsgálata Magyarországon. *Debreceni Agrártudományi Főiskola Tudományos Közlemény*, *Debrecen*, pp. 49–71.

- SZELEPCSÉNYI, Z. (2011): Magyarország éghajlata a XX. században Thornthwaite alapján. *OTDK dolgozat. Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék*, 29 p.
- SZELEPCSÉNYI, Z., BREUER, H., ÁCS, F. és KOZMA, I. (2009): Biofizikai klímaklasszifikációk. 2. rész: magyarországi alkalmazások. *Légkör*, **54** (4), pp. 18–24.
- SZESZTAY, K. (1958): Estimation of water balance of catchment areas in Hungary. *Időjárás*, **62** (6), pp. 313–328.
- THORNTHWAITTE, C. W. (1931): The climates of North America according to a new classification. *Geographical Review*, **21** (4), pp. 633–655.
- THORNTHWAITTE, C. W. (1933): The climates of the earth. *Geographical Review*, **23**, pp. 433–440.
- THORNTHWAITTE, C. W. (1943): Problems in the classification of climates, *Geographical Review*, **33** (2), pp. 233–255.
- THORNTHWAITTE, C.W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, **38** (1), pp. 55–94.
- VAN DEN BESSELAAR, E. J. M., HAYLOCK, M. R., VAN DER SCHRIER, G. and KLEIN TANK, A. M. G. (2011): A European Daily High-resolution Observational Gridded Data set of Sea Level Pressure. *Journal of Geophysical Research*, **116**, D11110, 11 p.
- VAN DER LINDEN, P. and MITCHELL, J. F. B. (2009): ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. *Met Office Hadley Centre, Exeter, UK*, 160 p.
- VON HUMBOLDT, A. (1806): Ideen zu einer Physiognomik der Gewächse. *J. G. Cotta, Tübingen*, 28 p.
- VON HUMBOLDT, A. and BONPLAND, A. (1807): Ideen zu einer Geographie der Pflanzen nebst einem Naturgemälde der Tropenländer. *J. G. Cotta, Tübingen*, 182 p.
- WILBY, R. L., WIGLEY, T. M. L., CONWAY, D., JONES, P. D., HEWITSON, B. C., MAIN, J. and WILKS D. S. (1998): Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. *Water Resources Research*, **34** (11), pp. 2995–3008.
- WILLMOTT, C. J., ROWE, C. M. and MINTZ, Y. (1985): Climatology of the Terrestrial Seasonal Water Cycle. *Journal of Climatology*, **5** (6), pp. 589–606.

8. Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom témavezetőmnek, Dr. habil. Ács Ferencnek, a témafelvetésért, az útmutatásért és egyéb szakmai tanácsaiért.

Köszönet illeti Breuer Hajnalkát is, hogy időt nem kímélve, óriási türelmet tanúsítva foglalkozott velem; továbbá, hogy munkámat lelkiismeretesen irányította és mindvégig hasznos tanácsokkal látott el. Köszönettel tartozom neki, hogy a munka során felmerülő bármely technikai problémát rövid idő alatt orvosolta számomra.

Köszönöm Dr. habil. Bartholy Juditnak, Dr. Pongrácz Ritának és Pieczka Ildikónak az adathozzáférésben és adatfeldolgozásban nyújtott támogatást.

Kis Annának köszönöm az általa előállított korrigált csapadékmezőkhöz biztosított hozzáférést.

A felhasznált regionális klímamodell-szimulációkat és az E-OBS adatbázist az ENSEMBLES projekt (<http://ensembles-eu.metoffice.com>) keretében állították elő, amelyet az EU FP6 program támogatott. Az E-OBS adatbázis alapját képező állomási adatokat az ECA&D projekt (<http://eca.knmi.nl>) bocsátotta rendelkezésre.