

**EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR
METEOROLÓGIAI TANSZÉK**

**Átlagos és szélsőséges hőmérsékleti és csapadék viszonyok
modellezése a Kárpát-medencére a XXI. századra a RegCM
regionális klímamodell alkalmazásával**

Doktori Értekezés (PhD)

Torma Csaba Zsolt

FÖLDTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA

Iskolavezető: Dr. Gábris Gyula, egyetemi tanár

FÖLDRAJZ-METEOROLÓGIA PROGRAM

Programvezető: Dr. Nemes-Nagy József, egyetemi tanár

Témavezető:

Dr. BARTHOLY JUDIT
tanszékvezető egyetemi tanár
az MTA doktora

Konzulens:

Dr. PONGRÁCZ RITA
adjunktus
a földtudományok doktora

BUDAPEST, 2011

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
1.1. Az éghajlat modellezése	8
1.1.1. Éghajlatmodellek	8
1.1.2. Globális klímamodellezés	10
1.1.3. Regionális klímamodellezés.....	11
1.1.4. Hazai regionális klímadinamikai kutatások.....	13
2. A felhasznált regionális klímamodell: a RegCM	15
2.1. Történeti áttekintés	15
2.2. A RegCM modell rácshálózata.....	18
2.3. Térképezés a modell rácshálózatára	20
2.4. A modell kormányzó egyenletei.....	21
2.5. A modell parametrizációs (fizikai) blokkja	24
2.5.1. Sugárzási séma	24
2.5.2. Földfelszíni részmodell	24
2.5.3. Planetáris határreteg séma	26
2.5.4. Konvektív csapadék séma	27
2.5.4.1. Kuo séma	28
2.5.4.2. Grell séma.....	28
2.5.4.3. MIT-Emanuel séma	30
2.5.5. Nagyskálájú csapadék séma	30
2.5.6. Óceánfelszíni fluxus parametrizáció	32
2.5.7. Nyomási gradiens séma	33
2.5.8. Tó modell.....	33
2.5.9. Aeroszol részecskék és por.....	34
3. A RegCM adaptálása a Kárpát-medence térségére	35
3.1. A modell futtatása.....	37
3.1.1. Előfeldolgozás	37
3.1.2. Integrálás	40
3.1.3. Utófeldolgozás.....	40
3.2. A modell tesztelése, parametrizációs kísérletek	40
3.3. A modell finomhangolása, a Beta verzió kifejlesztése.....	42
3.3.1. Hőmérsékletre vonatkozó eredmények (1961-1970)	44
3.3.2. Csapadékra vonatkozó eredmények (1961-1970)	49
4. A modell validálása: a jelen klíma modellezése	53
5. Regionális éghajlati scénáriók a XXI. századra	72
5.1. A hőmérséklet- és csapadékviszonyok megváltozása a Kárpát-medencében	75
5.1.1. Hőmérséklet.....	75
5.1.2. Csapadék.....	86
5.2. Extrém indexek alakulása.....	93
5.3. Eredményeink összefoglalása a hazai regionális éghajlatkutatások tükrében.....	103
6. Összefoglalás	108
Köszönetnyilvánítás	112
Irodalomjegyzék	113

1. Bevezetés

A földi éghajlat megismerésének vágya talán egyidős az emberiség történetével. Az éghajlat mindig is fontos szerepet töltött be az emberiség mindennapjaiban. Az emberi faj hajnalán a bőséges termés biztos megmaradást, vagy éppen a termés elmaradása komoly gondot jelentett. Az egymást váltó glaciális és interglaciális korszakok egész népcsoportok vándorlásának volt mozgatórugója. A kórokozók számára kedvezőbb éghajlati feltételek mellett gyakoribbá válhatnak a járványok, mely fenyegetettséget jelenthet számos faj, illetve akár az emberiség számára is. Az éghajlat rendkívül sokféleképpen befolyásolja, meghatározza életünket. Éppen ezért elengedhetetlen, hogy tudjuk milyen irányban, és milyen mértékben változik a földi éghajlati rendszer. Az éghajlat mindig változott, változik jelenleg is, és változni fog a jövőben is. A kérdés a változás mértéke, és sebessége, illetve az, hogy képes-e az emberi társadalom, a mezőgazdaság, az ipar, az energiafelhasználás alkalmazkodni a megváltozott körülményekhez. Ugyancsak fontos tudnunk, hogy e változások milyen arányban függenek természetes, illetve antropogén eredetű tényezőktől. A klímamodellek az éghajlati rendszer fizikai folyamatait írják le, s így segítségükkel becsléseket készíthetünk az éghajlat jövőben várható változásaira. A jelen klíma reprodukálására vonatkozó becslésekkel a modell validációját, szisztematikus hibáinak feltérképezését végezhetjük el. A klíma jövőben várható antropogén változását elsősorban az üvegházhatású gázok növekvő emissziója révén jeleníthetjük meg a modellekben.¹ Modellfuttatások segítségével a különböző szintű emisszió-növekedésekre adott légköri válaszokat szimulálhatjuk, ezeket nevezzük éghajlati forgatókönyveknek. A leggyakoribb klímakísérletekhez tartoznak a klíma érzékenységi vizsgálatok, valamint a rövididejű éghajlati fluktuációkat képviselő szélsőségek vizsgálata. A környezetvédelem fontos részét képezi az ember környezetre gyakorolt hatásának felmérése, s ezen folyamatok következményeinek globális és regionális skálán történő kvantitatív becslése. Ezeknek az elemzéseknek az egyik legfontosabb eszköze a modellezés, s az éghajlati rendszer jövőbeni állapotának szimulálása éghajlati modellekkel. A klímakutatók rendkívül fontos információkat szolgáltatnak az emberiség számára azáltal, hogy a politikai és gazdasági vezetőknek stratégiájuk kialakításához, döntéseik meghozatalához a lehető legpontosabb, legrészletesebb és a lehetőségekhez mérten legmegbízhatóbb éghajlati modelleredményeket bocsátják rendelkezésre. Regionális szinten a globális modellek eredményeit finomító regionális klímamodellek nyújthatnak hasznos

¹ Az antropogén, v. emberi tevékenységre visszavezethető változások magukban foglalják az aeroszol részecskék növekvő kibocsátását és a felszínalbedő megváltoztatását, valamint számos más hatást (pl. urbanizációs hatásokat) is.

segítségét a klímaváltozáshoz való alkalmazkodásban, a változásokra való felkészülésben. Dolgozatunkban a RegCM (Regional Climate Model) regionális klímamodell hőmérsékleti és csapadék eredményei alapján adunk egy átfogó képet a Kárpát-medencében várható lehetséges éghajlatváltozásról.

A Föld éghajlatának megfigyelése, tanulmányozása és kellő pontosságú leírása egyike a legnagyobb kihívásoknak, amivel az emberiség valaha is szemben találta magát. Már az éghajlat fogalmának meghatározása sem egyszerű feladat. Az adott helyen, adott időpontban mért meteorológiai adatok (hőmérséklet, légnyomás, légnedvesség...) idősora ad bizonyos korlátok között információt az időjárásról. Ezek az adatok gyakorlatilag felfoghatók úgy, mint az időjárás soha meg nem szűnő „filmjéből” származó egyes pillanatfelvételek. Ebben a megfogalmazásban a „pillanatfelvétel” jelenti az időt, vagy időképet. Minél több, lehetőleg időben egymáshoz közel álló, ilyen pillanatfelvétel áll rendelkezésünkre, annál folytonosabb képet alkothatunk az időjárásról. Ezek alapján tehát az időjárás a légkör pillanatnyi állapotainak (időképek) összessége egy adott helyen. Az éghajlat ebben a megközelítésben az időjárási paraméterek átlagos, illetve szélsőséges értékeinek - azaz a lehetséges állapotok - összessége egy jellemzően hosszabb időszakra vonatkozóan. Az úgynevezett éghajlati normálértékek (a meteorológiai elemek napi, havi, vagy éves átlagából) harmincéves időszakok figyelembevételével készülnek a WMO (World Meteorological Organization, Meteorológiai Világszervezet) ajánlása alapján. Ezek a normálértékek szolgáltatják a kiinduló referenciaértékeket az éghajlatváltozási elemzésekhez. A harmincéves periódusokon belül jelentkező ingadozások, változások jelentik az éghajlat változékonyságát. Az egyes normálidőszakok között kimutatható különbségek (például hőmérsékletben, csapadékban...) az éghajlat megváltozását jelzik. Az eddig leírtakból következik, hogy az éghajlat sem időben, sem térben nem állandó. Bolygónk éghajlata évmilliárdokat felölelő története során jelentős természetes változásokat mutatott. Jelenlegi ismereteink alapján megállapítható, hogy az ipari forradalomtól kezdődően az emberiség éghajlatra gyakorolt hatása vitathatatlan (Wang és Jacob, 1998). Egyes üvegházhatású gázok koncentrációjának növekedése (Keeling et al., 1995; Houghton et al., 1996; MacKay et al., 1997), a földhasználat megváltoztatása (Bruce et al., 1996; Giambelluca és Henderson-Sellers, 1996) mind az emberiség által előidézett okok közül valók, amelyek hatással vannak az éghajlat alakulására. A felmelegedés üteme és az egyre gyakoribbá váló extrém események ráirányították a nemzetközi figyelmet az éghajlatváltozás jelentőségére.

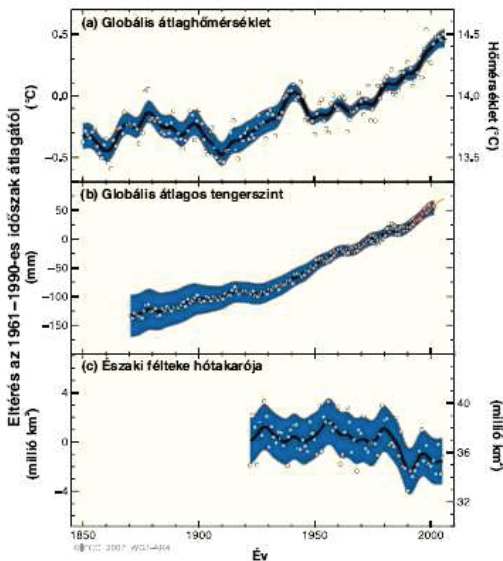
Az éghajlat az éghajlati rendszer adott időszakban felvett állapotainak az összességéeként is definiálható. Az éghajlati rendszer kialakításában a következő alrendszerek vesznek részt: a bioszféra (tengeri és szárazföldi), a krioszféra (a kontinentális és a tengeri jég), az óceánok, a szárazföldi felszín és a légkör. Ezen alrendszerek és az általuk képviselt hatások (kölcson- és kényszerhatások) igen bonyolult folyamatok sorozatán keresztül alkotják az általunk földi éghajlatnak nevezett rendkívül komplex jelenség-rendszert. A meteorológiában olyan folyamatokat nevezünk éghajlati kényszernek, amelyekre nem hatnak vissza az éghajlati rendszerben okozott változásai. Az éghajlatot befolyásoló kényszerhatások közül a legfontosabbak a Föld orbitális pályájának periodikus paraméter változásai, mint pl.: tengelyferdesége, nutációja, precessziója; vagy a Napból érkező sugárzás intenzitása, a sugárzástartásban fontos szerepet betöltő üvegházgázok, illetve aeroszol részecskék. A legalapvetőbb kényszer ezek közül és egyben az éghajlati rendszer legfőbb energiaforrása a napsugárzás, ennek hőáramúsírúsége a légkör felső határán közel 1370 W/m^2 . A felszín-légkör rendszer albedójának köszönhetően a légkör felső határára érkező energia egy része marad csak meg a rendszerben. Ezt az energiamennyiséget a Föld-légkör rendszer (bolygónkat fekete testnek feltételezve) a Stefan-Boltzmann törvény értelmében -18°C átlaghőmérséklet mellett sugározná ki. Ezzel szemben a Föld átlagos felszíni hőmérséklete $+15^\circ\text{C}$ (Major, 1979). A tényleges és a sugárzási egyensúlyi hőmérséklet között meglévő jelentős különbség a légkör üvegházhatása miatt lép fel. Egyes gázok a légkör bizonyos rétegeinek a hűlését, míg mások a légkör melegedését segítik elő (Farman et al., 1985). Nemcsak ezen hatások kellően precíz kezelése teszi az éghajlat modellezését bonyolulttá, hanem az a tény, hogy a légkör és az óceán, mindamellett, hogy sugárzási tulajdonságokkal bíró közeg, még hidrodinamikai rendszernek is tekinthető. A transzport folyamatok során a légkör és az óceánok állandó kölcsönhatásban állnak egymással. A fentebb említett kölcsönhatások jellegük alapján sugárzási, kémiai, termo-dinamikai, biokémiai, termikus és hidrológiai, valamint fizikai-kémiai osztályokba sorolhatók. Az egyes kölcsönhatások éghajlat-alakító visszacsatolási mechanizmusokba szerveződnek. Ilyen éghajlatot befolyásoló visszacsatolási mechanizmus a felhőzet-felszínhőmérséklet visszacsatolás, a jég-albedó-hőmérséklet visszacsatolás, a hőmérséklet-légköri vízgőz visszacsatolás, valamint a légköri széndioxid-óceán visszacsatolás. A különböző tömegű és sűrűségű, az éghajlatot alakító közegek eltérő gyorsasággal reagálnak az őket érő hatásokra. A nagy hőtároló képességgel rendelkező, lassú változásoknak teret adó óceánok a gyors légköri változásokra gyakorolnak gyengítő hatást. A Föld forgó mozgásának következtében fellépő Coriolis-erő eltéríti az áramlásokat, ezáltal kialakítva a keleties és a nyugatias szélöveket. A Föld felszínének görbülete,

forgástengelyének ferdesége miatt a Naptól érkező energia eloszlása nem egyenletes bolygónk felszínén. Ebből kifolyólag hőmérsékleti kontraszt jelentkezik a pólusok és az egyenlítői területek között. Ez gyakorlatilag potenciális energiát jelent, amit az általános cirkuláció folyamatosan mozgási energiává alakít át. Tulajdonképpen ez a cirkuláció biztosítja a tömeg, a nedvesség, az impulzuszórány és a hő szállítását. Az energia-szállítás mintegy 1/3 része az óceánokban, míg a fennmaradó 2/3 rész a légkörben zajlik.

A XIX. század közepe tájától világszerte rendszeressé és egyre gyakoribbá váló tengeri és szárazföldi műszeres mérések adatai alapján a Föld légkörének melegeése egyértelműen kimutatható. A felmelegedés üteme azonban napjainkra ijesztő méreteket öltött. Az éghajlatváltozás súlyos problémáit felismerve az 1988-ban létrehozott nemzetközi Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) fő feladatául tüzte ki, hogy a rendelkezésre álló éghajlattal kapcsolatos kutatásokat rendszeres időközönként összefoglalja, és az eredményeket publikálja. Az IPCC eddigi négy helyzetértékelő jelentése (1990, 1996, 2001 és 2007) tudományosan megalapozott információkat biztosít a klímaváltozás várható hatásairól, segítséget nyújt a kihívásokhoz való alkalmazkodásban. A XX. század során a globális átlaghőmérséklet 0,7 °C-kal emelkedett átlagosan (1.1. ábra). Az elmúlt évszázad alatt azonban a melegeedés jellegét tekintve nem volt szigorúan monoton, az átlagos felmelegeedésre kisebb-nagyobb hidegebb és melegebb periódusok rakódtak. A század elején bekövetkezett hidegebb időszakot egy jelentős, az 1940-es évek végéig tartó 0,5 °C körüli melegeedés követt, melyet aztán egy újabb hűvösebb periódus váltott fel. A felmelegeedés mértéke azonban az 1980-as évektől kezdődően átlagon felüli. Szinte mindig az éppen aktuális év jelenti a legmelegebb évet a műszeres mérések megkezdésétől számítva. (Ezt támasztja alá az a tény, hogy a legmelegebb regisztrált dekád éppen a legutóbbi: a 2001 és 2010 közötti időszak volt².)

² <http://www.wmo.int/pages/publications/meteoworld/documents/extremes.pdf>

**A hőmérséklet, a tengerszint
és az északi félteke hótakarójának változásai**



1.1. ábra: A globális átlaghőmérsékletben megfigyelt változások (a), a globális átlagos tengerszintemelkedés (b) megváltozása árapálmércek (kék), és műholdas mérések (piros) alapján, illetve az északi félteke márciusi hótakarójában (c) megfigyelt változások. A változások az 1961-1990-es időszak megfelelő átlagaitól vett eltéréseket jelentik. A körök az éves átlagokat, míg a simított görbék az évtizedes átlagolt értékeket jelölik. A szürke árnyalátú területek a becslült bizonytalanságokra utalnak. (Forrás: IPCC, 2007)

Az IPCC jelentésekben szereplő modellbecslések szerint az extrém éghajlati események gyakorisága és intenzitása is növekedhet a közeljövőben, melyek regionális skálájú elemzéseket, valamint az adaptációs lehetőségek vizsgálatát sürgetik. Az IPCC már a 2001-ben megjelent Harmadik Helyzetértékelő Jelentésében felhívta a közvélemény figyelmét, hogy a hosszútávra szóló modelleredmények és elméleti megfontolások alapján a Föld számos régiója válik sebezhetővé a globális felmelegedés következtében. A jelentés a veszélyeztetett területek közé sorolja többek között a Földközi-tenger vidékét, s Közép-Kelet-Európa országait. Ezért a Kárpát-medence térségére is elengedhetetlen regionális éghajlati szcenáriók elkészítése.

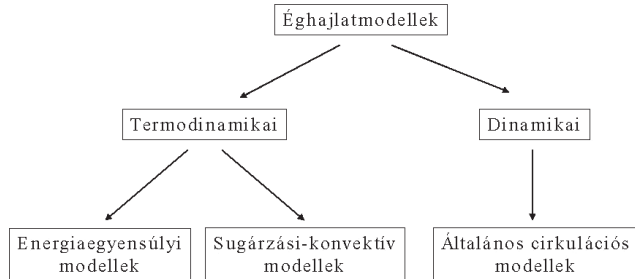
1.1. Az éghajlat modellezése

Az éghajlat modellezése (természetesen annak szükségszerűen leegyszerűsített formájában) segít jobban megismerni az éghajlatot, ráirányítva a figyelmet annak változékonyságára. A modellek alapvető segítséget nyújthatnak visszafordíthatatlan folyamatok megelőzésében, felismerésében. Az éghajlattal kapcsolatos számítógépes modellkísérletek fél évszázados múlttal rendelkeznek. Egy 1955-ben megjelent tanulmányában Neumann János volt az, aki felvetette, hogy ha egy rövidtávú számítógépes előrejelzési modellt pontos kezdeti feltételei helyett kellően pontos peremfeltételekkel látunk el, akkor az megfelelően hosszú időtartamú integrálás esetén alkalmas lehetne az általános légkörzés kvázi-stacionárius viszonyainak szimulálására. Neumann János ötlete alapján N. Phillips volt az, aki 1956-ban (Phillips, 1956), először a világon, egy általános cirkulációs modellkísérlet eredményeit közzétette. Az éghajlatmodellezés megteremtésében nagy szerepet vállalt J. Adem, aki E. Lorenz-cel együttműködve a légköri folyamatok hosszútávú dinamikai előrejelzésén dolgozott (Adem, 1965). Adem felismerte a légkör sugárzási energiabevételének és az óceánnal folytatott hőcserének a légköri folyamatok kialakulásában és fejlődésében betöltött döntő fontosságú szerepét. A felismerés következményeként megalkotta a légkör-óceán rendszer kombinált termodinamikai modelljét 1964-ben. Az éghajlatmodellezés megteremtésében nagy szerepet vállalt továbbá a M. Budyko és O. Drozdov által vezetett orosz klimatológusokból álló kutatócsoport. Munkájuk során törekedtek a földfelszín hőháztartásának összetevőinek globális feltérképezésére, valamint a hőháztartási különbségekre visszavezethető globális horizontális hőszállítás egyes komponenseinek meghatározására (Budyko, 1969). A számítógépek kapacitásának növekedésével folyamatosan elérhető közelségbe kerültek az egyre finomabb felbontású éghajlatmodellek. A számítástechnika fejlődésének, és a programozók megjelenésének köszönhetően a kutatóknak egyre több idejük maradt az elméletek pontosítására, tökéletesítésére. Az 1980-as évektől kezdődően, pedig az internet megjelenése hozott jelentős változást, fejlődést a klímamodellezés terén.

1.1.1. Éghajlatmodellek

Az elvégzendő vizsgálatoktól, az elérendő céloktól függően az éghajlatmodellek különböző osztályai alakultak ki az elmúlt évtizedek során. Az egyik osztályba tartozók csak

az éghajlati rendszer termikus jellemzőit képesek visszaadni, ezeket hívjuk termodinamikai modelleknek. A másik osztályba sorolható dinamikai modellek képesek mind a termikus folyamatok, mind az áramlások szimulálására (1.2. ábra).



1.2. ábra: Az éghajlati modellek főbb osztályai.

A termodinamikai modellek körébe tartozó energiaegyensúlyi modellek képesek az éghajlat globális földfelszíni viszonyainak szimulálására (Budyko, 1969; Sellers, 1969). Szintén ebbe a csoportba tartoznak a sugárzási-konvektív modellek (Manabe és Möller, 1961; Manabe és Strickler, 1964), amelyek a légkör különböző rétegeinek éghajlati hőmérsékleti leírására alkalmasak. Ezen modellek segítségével lehetőség nyílik az advekción, valamint a konvekció éghajlatmódosító szerepének a vizsgálatára. A korábban említett, lényegesen egyszerűsített dinamikai éghajlatmodellek közé tartoznak az áramlási viszonyokat csak fő jellegzetességeiben visszaadó, úgynevezett parametrizált dinamikájú modellek (Shell et al., 2005). A dinamikai éghajlati modellek közé sorolható általános cirkulációs modellek (Smagorinsky et al., 1965) már képesek a háromdimenziós áramlások részletes szimulációjára. Abban az esetben, ha az éghajlati alrendszerek közül csupán a légkört modellezzük, légköri (atmoszférikus) modellről, ha a modell tartalmaz a légkörön kívül más éghajlati alrendszerre vonatkozó modellt is, akkor kapcsolt éghajlati modellről (Manabe és Bryan, 1969) beszélünk. Az általános cirkulációs éghajlatmodellek legtöbbször az óceánon és a krioszféra kívül bekapcsolják a szárazföldi felszín és a bioszféra termodinamikai és hidrológiai részmodelljeit is.

Az internet megjelenése fontos mérföldkőnek számított a klímamodelllezés viszonylatában. Az internet majdnem korlátlan lehetőséget nyújt a nemzetközi munkák (adatok megosztása, eredmények kiértékelése, kapcsolatok kiépítése/megtartása, modellfuttatás) során. Az internet ilyen irányú felhasználását bemutató talán legjobb példa a

www.climateprediction.net, amely program keretén belül a világ bármely pontjáról (még az Antarktiszról is) csatlakozhatunk - bizonyos számítógépidőt felajánlva - klímamodell futtatásokhoz.

1.1.2. Globális klímamodellezés

Az éghajlat előrejelzése módszertani szempontból két csoportra osztható: elsőfajú és másodfajú előrejelzésre. Az elsőfajú előrejelzést másnéven direkt prognózisnak, míg a másodfajú előrejelzést feltételes prognózisnak (mivel az éghajlatot érő kényszerek figyelembe vételével készül) is szokás nevezni. A globális klímamodellek a kényszerek figyelembe vétele mellett megmaradási törvényeken alapuló matematikai, fizikai egyenleteket oldanak meg, melyek során áll elő a feltételes, azaz másodfajú előrejelzés. Napjainkban a globális klímamodellezés elsődleges eszközei közé tartoznak a légkör-óceán általános cirkulációs modellek (Atmosphere-Ocean General Circulation Model, AOGCM). A nem csatolt, légköri általános cirkulációs modellek a szakirodalomban AGCM-ként szerepelnek (Atmospheric General Circulation Model). Ezen modellek átlagos felbontása jellemzően 100-300 km. Az elmúlt évtizedekben végbement számítástechnikai fejlődésnek köszönhetően az egyes modellek egyre komplexebbé válhattak, a szimulált időszak egyre hosszabbá, a térbeli és időbeli felbontás egyre finomabbá válhatott (Trenberth, 1992). A világ nagy éghajlatkutató központjaiban futtatják a nagy számításigényű, a Föld egészére vonatkozó globális klímamodelleket. Ilyen többek között a Hadley Központ (Hadley Centre, Nagy-Britannia) csatolt modellje a HadCM3 (Gordon et al., 2000), az ausztrál CSIRO-Mk3.5 (Gordon et al., 2010), a japán MIROC3.2 (Hasumi et al., 2004), továbbá a német Max Planck Meteorológiai Intézet által kifejlesztett ECHAM (Roeckner et al., 1995), valamint a RegCM modellel a legtöbb rokonságot mutató, amerikai fejlesztésű CCSM (Collins et al., 2006). A globális modellek folyamatos fejlesztésen esnek át (az ECHAM jelenlegi legfrissebb verziója az ECHAM6, míg a CCSM4-et 2010 nyarán felváltotta a CESM1.0), ennek ellenére regionális szintű előrejelzésekhez jelenleg még nem alkalmazhatók. Az elvégzett kísérletek azt mutatják, hogy a közeljövőben sikerül a globális klímamodellekkel 100 km-es felbontásnál finomabb rácshálózaton (döntően 50 km rácspont távolság mellett) elvégezni az integrálást (Bengtsson, 1996; May és Roeckner, 2001; Déqué és Gibelin, 2002; Govindasamy, 2003). Szuperszámítógépek használata lehetővé teszi globális modellek futtatását 20 km-es felbontás mellett is rövidebb időszakokra (May, 2004; Mizuta et al., 2006), melyek azonban nem

alkalmasak klimatológiai célokra, csak az általános cirkuláció vizsgálatához. A problémára lehetséges megoldást nyújthat a változó felbontású AGCM-ek használata, a VRAGCM-ek (Variable Resolution General Circulation Model³). A változó felbontású AGCM-ek az integrálási tartományon belül kiválasztott kisebb régióban finomabb felbontás mellett szolgáltatnak eredményeket (Déqué és Piedelievre, 1995; Krinner et al., 1997; Fox-Rabinovitz et al., 2001; McGregor et al., 2002; Gibelin és Déqué, 2003). E modellekben azonban igen nagy problémát jelent a változó felbontáshoz igazodó parametrizációk megkonstruálása.

1.1.3. Regionális klímamodellezés

Az eddigiekben bemutatott globális klímamodellek a gyakorlatban tehát igen korlátozottan, azaz lényegében nem alkalmasak a klíma regionális szinten történő szimulálására. Annak ellenére, hogy a globális modellek rendkívül sok információt adnak az éghajlatváltozással kapcsolatban, regionális léptéken (mely 50 km alatti rácsfelbontást jelent, de napjainkban már inkább a 20 km alatti felbontás a jellemző követelmény: Leung et al., 2003, 2004; Christensen és Christensen, 2004; Klein et al., 2005) azonban még túl sok bizonytalanságot hagynak. Bár a globális klímamodellek a Föld légkörének általános melegeződését mutatják, azonban ez nem jelenti azt, hogy nem lesznek olyan területek a Földön, ahol éppen ellenkező irányú változás fog végbemenni. A térben és időben a hőmérsékletnél nagyobb változékonyságot mutató csapadéokra ez méginkább igaz. Annak érdekében, hogy pontosabb képet alkothassunk a várható éghajlatváltozásról, és ahhoz alkalmazkodni tudjunk, szükség van regionális léptéken is megbízható eredményeket szolgáltató klímamodellekre.

Annak érdekében, hogy globális szintű információk regionális szintre való leskálázása megvalósulhasson, jelenleg különböző eljárások állnak rendelkezésre. Ezek közül az egyik, talán legkisebb számításgéppel bíró eljárás a globális eredmények regionális szintre történő statisztikai leskálázása. Az eljárás során a globális és regionális folyamatok között statisztikai kapcsolatokat keresve (Wilby et al., 2004) a globális előrejelzéseket regionális skálára ültetjük át. Napjainkra a statisztikai leskálázás alkalmazása igen széleskörűvé vált: extrém hőséggel kapcsolatos halálozások vizsgálata (Hayhoe et al., 2004), síszezon (Scott et al., 2003),

³ Változó felbontású általános légköri modell

extrémumok vizsgálata (Katz et al., 2003; Seem, 2004; X. L. Wang et al., 2004; Caires et al., 2006). Az ilyen irányú vizsgálatok nemzetközi szinten történő összefoglalását tűzte ki célul a STARDEX (STATistical and Regional dynamical Downscaling of EXtremes for European regions⁴, Haylock et al., 2006; Schmidli et al., 2006) Az eljárás legnagyobb gyengesége azonban az, hogy a statisztikai kapcsolatok megfigyelésen, vagy modelledményeken alapulnak, melyek azonban hibákkal terheltek. A statisztikai módszer alkalmazásával a klímának a jövőre vonatkozó bármiféle becslése csak és kizárólag azon a feltételezésen alapszik, hogy a jelenleg meglévő kapcsolatok a jövőben változatlanok maradnak. Ez természetesen csak igen durva közelítése a valóságnak, hiszen ezen módszerrel gyakorlatilag az éghajlati rendszer állandóságát tételezzük fel. (Ezzel szemben az éghajlat – mint korábban már említettük – állandó változáson esik keresztül, ennek az üteme azonban változó lehet és abban az esetben, ha az emberiség klímára gyakorolt hatásától el is tekintünk, az éghajlatot akkor sem tekinthetjük változatlan rendszernek. Legfeljebb annak változása tekinthető időszakosan állandónak.)

A regionális leskalázásban használatos másik eljárás a változó felbontású modellek használata. Olyan globális modelleket használnak ezen eljárás során, melyek felbontása régiótól függően változó. A vizsgálat tárgyát képező régióban finomabb, míg a vizsgálatok szempontjából kevésbé fontosnak tartott területeken durvább a modell felbontása. Mivel a módszer során a hidro-termodinamikai parciális differenciális-egyenletrendszert kell megoldani a modellben (megfelelő közelítésekkel élve), így az előbb bemutatott statisztikai leskalázás módszeréhez viszonyítva sokkal nagyobb számításigénnyel bír. Az eljárás alap gondolata szinte a klímamodellezés kezdeteihez vezethető vissza. Az 1960-as években a modellek rácsfelbontása jellemzően 5°-7° volt. E. Hill nevéhez köthető az az 1968-as elképzelés (Hill, 1968), hogy a rácsálózatot finomítani kell annak érdekében, hogy a szubszinoptikus folyamatok is leírásra kerüljenek a modellben. (Ez a változtatás ugyanakkor jelentősen befolyásolja a modell számításigényét: n-szeres finomítás n^3 -ra emeli a számítási igényt.) A numerikus előrejelzésekben alkalmazott beágyazásos módszer (nesting), mely során a globális modellbe illesztett (befészelt, beágyazott) korlátos tartományú modell végzi el a globális modell eredmények regionális szintre való leskalázását. Ez tulajdonképp a rácsteleszkopizációnak felel meg, csupán az eljárás elnevezése jelenti az egyedüli különbséget. A beágyazott modellek határfeltételekkel kapcsolatos nehézségeire már Davies (Davies, 1976) munkájában rámutatott. Az első sikeres, beágyazáson alapuló kísérletet az

⁴ Extrémumok statisztikai és regionális dinamikai leskalázása európai régiókra

Egyesült Államok nyugati partjára, 60 km-es rácsfelbontás mellett végezték el (Dickinson et al., 1989). A kutatásokban és a fejlesztésekben résztvevő olasz tudós, Filippo Giorgi irányításával készült el a világ legelső regionális klímamodellje a RegCM (Regional Climate Model). A dolgozat megírásához és az elvégzett klímáfuttatásokhoz a RegCM továbbfejlesztett változatát használtuk fel.

Az első regionális klímamodell megjelenése óta eltelt két évtized alatt a regionális klímamodellek felhasználása és alkalmazása jelentős fejlődésen ment keresztül. A kezdeti 60 km-es felbontás helyett napjainkban már 10 km-es felbontású modellfuttatásokat is végeznek világszerte. A nem-hidrosztatikus modellek (a nyomás nem csak a magasság függvénye) segítségével ennél finomabb felbontás is elérhetővé vált (5 km), igaz csupán rövidebb időszakra elvégezve a szimulációt (Kanada et al., 2005; Yoshizaki et al., 2005; Yasunaga et al., 2006). Egyes modellek regionális szinten óceánhoz és tengeri jéghez kapcsoltak (Bailey és Lynch, 2000; Döscher et al., 2002; Rinke et al., 2003, Bailey et al., 2004; Meier et al., 2004; Sasaki et al.; 2006), illetve a vegetációval állnak interaktív kapcsolatban (Gao és Yu, 1998; Xue et al., 2000). A többszörös beágyazásos módszer is egyre elfogadottabb (Lorenz és Jacob, 2005). Azonban a jövőben várhatóan az egyes regionális modellek csoportos, az ensemble előrejelzésekhez hasonlatos használata lesz a követendő példa (Christensen et al., 2002; Déqué et al., 2005, 2007; Beniston, 2007).

1.1.4. Hazai regionális klímadinamikai kutatások

A hazai regionális klímadinamikai kutatás négy partner intézet, iroda bevonásával 2005-ben vette kezdetét a 3A/082/2004 NKFP projekt (cím: Magyarország éghajlatának dinamikai vizsgálata, és a numerikus modelleken alapuló regionális klíma-előrejelzések módszertanának megalapozása.) keretén belül. A közös munka, melyben az Országos Meteorológiai Szolgálat (konzorciumvezető intézményként), az Env-in-Cent Kft, a Pécsi Tudományegyetem és az ELTE Meteorológiai Tanszéke vett részt, egyik legfontosabb feladata különböző regionális éghajlati modellek adaptálása volt. Az adaptált regionális éghajlati modellek szolgáltatják az alapot a Kárpát-medencében várható éghajlatváltozás becslésére. Ezen regionális éghajlati modellek a következők: az ALADIN-Climate (mely az ALADIN projekt (1991) keretében került kifejlesztésre), a korábban említett hamburgi Max Planck Meteorológiai Intézet által kifejlesztett REMO modell, - ezeket a modelleket az Országos Meteorológiai Szolgálatnál (OMSZ) adaptálták -, míg az Eötvös Loránd

Tudományegyetem (ELTE) Meteorológiai Tanszékén a Hadley Központ PRECIS regionális klímamodelljét és a RegCM-et futtatjuk. A kutatások sorában fontos mérföldkönek számított a 25 európai intézet munkáját összefogó PRUDENCE projekt eredményeinek hazai feldolgozása (Bartholy et al., 2006a). Az ELTE Meteorológiai Tanszékének aktív közreműködésével a CECILIA projekt (Central and Eastern Europe Climate Change Impact and Vulnerability Assessment⁵, Halenka 2007) keretein belül folytak regionális klímadinamikai kutatások. A CECILIA (2006-2009) európai projektben 12 európai ország 16 intézete vett részt. A projektben az OMSZ a fent említett regionális klímamodellekkel, míg az ELTE a PRECIS-el és a RegCM-el dolgozott. A program elsődleges célja, hogy szélesítse ismereteinket a Közép- és Kelet-Európában várható helyi klímaváltozásról és annak erdészetre, mezőgazdaságra, vízháztartásra és levegőtisztaságra gyakorolt hatásairól. Az elmúlt évek nemzetközi munkáihoz kapcsolódik továbbá a CLAVIER (Climate Change and Variability: Impact on Central and Eastern Europe⁶) programban való részvételünk.

Jelenleg a fent említett, hazánkban adaptált négy regionális klímamodell (Bartholy et al., 2006b; 2006c; 2009a; 2009b; Torma et al., 2008; 2011; Csima és Horányi, 2008; Szépszó és Horányi, 2008; Szépszó et al., 2008; Pieczka et al., 2009) szolgál a magyarországi klímadinamikai vizsgálatok alapjául.

Dolgozatunk célja, hogy a RegCM3 regionális klímamodell Kárpát-medencére vonatkozó adaptációját alátámasztottan bemutassuk. Célul tűztük ki továbbá, hogy az IPCC A1B éghajlati forgatókönyve alapján várható éghajlatváltozásról átfogó képet nyújtsunk hidrosztatikus regionális klímamoddellel elérhető legfinomabb horizontális térbeli felbontás mellett (10 km). Az általunk használt RegCM3 regionális klímamodell részletes bemutatása után rátérünk a modell Kárpát-medencére vonatkozó adaptálásának ismertetésére. Az adaptálás folyamata során tapasztalt szisztematikus modellhiba elhárítása végett a modell parametrizációján változtatásokat végeztünk. A tapasztalt hiba, illetve a parametrizációban elvégzett módosítások részletes ismertetése egyaránt a dolgozat tárgyát képezik. Ezt követően a modell validálását mutatjuk be a jelen korra vonatkozóan (1961-1990), majd központi eredményként a XXI. századra vonatkozó regionális éghajlati scenáriók kerülnek bemutatásra. A dolgozatot a más modellszimulációkkal történt kiértékelés zárja.

⁵ Az éghajlatváltozás hatása és érzékenységi vizsgálatok Közép- és Kelet-Európára

⁶ Éghajlatváltozás és változékonyság: hatása Közép- és Kelet-Európára

2. A felhasznált regionális klímamodell: a RegCM

Az alábbiakban bemutatásra kerülő regionális klímamodellt (RegCM) eredetileg az amerikai Légköri Kutatások Nemzeti Központjában (National Center for Atmospheric Research, NCAR) fejlesztették ki. A modellt regionális klímakutatásokhoz és évszakos előrejelzésekhez használják világszerte. A RegCM általunk alkalmazott verziója, melyet a kapott eredmények tükrében módosítottunk, az alábbi címen érhető el a világhálón: <http://www.ictp.trieste.it/~pubregcm/RegCM3>.

2.1. Történeti áttekintés

A korlátos tartományú modellek regionális éghajlati tanulmányok készítéséhez való felhasználásának lehetősége először Dickinson et al., (1989) és Giorgi (1990) tudományos közleményeiben vetődött fel. A módszer az egyirányú beágyazásos eljárás (one-way nesting), mely során a globális cirkulációs modellekből (GCM) származtatott nagyskálájú meteorológiai mezők szolgálnak a kezdeti - és időtől függő peremfeltételekként a finomabb felbontású regionális klímamodellek (RCM) számára, úgy, hogy az RCM-ek és az őket irányító GCM-ek között egyirányú a kapcsolat, azaz a GCM nem kap visszajelzést a globális modell adatait felhasználó RCM-től. (Megjegyezzük azonban, hogy kétirányú beágyazás – two-way nesting – esetében a kapcsolat a GCM és az RCM között kölcsönös.)

Az NCAR a RegCM modell első generációját az NCAR-Pennsylvaniai Állami Egyetem (Pennsylvania State University, PSU) 4-es verziószámú mezoskálájú modellje (MM4) alapján az 1980-as évek végén készítette (Dickinson et al., 1989, Giorgi, 1989). A modell dinamikáért felelős része az MM4 modellből származott, amely egy σ -koordináta-rendszerben definiált összenyomható, véges különbséges hidrosztatikus modell volt. Később az egyenletrendszert korrigálták a túlzott topográfiai gradiensekből fakadó horizontális diffúzió csillapítása céljából (Giorgi et al., 1993a,b). A RegCM dinamikai magja jelenleg az 5-ös verzió-számmal jelzett hidrosztatikus mezoskálájú modellhez (MM5, Grell et al., 1994) hasonló.

Az MM4 mezoskálájú modellben több fizikai parametризációt lecseréltek a klímakutatásokban való alkalmazhatóságának érdekében. Döntően a sugárzás-átvitel és a felszíni fizikai folyamatok terén történtek változtatások, melyek végül a RegCM modellesalád első generációjához vezettek (Dickinson et al., 1989, Giorgi, 1990). A RegCM első

generációja négy sémát alkalmazott, úgy mint: (1) a Bioszféra-Atmoszféra-Transzfer-Sémát, BATS (Dickinson et al., 1986), (2) az első verziószámú Közösségi Klíma Modellnek (Community Climate Model, CCM1) a felszíni folyamatokat leíró sugárzási átviteli sémáját, (3) a közepes felbontású helyi planetáris határreteg sémát, a Kuo-típusú cumulus konvektív sémát (Anthes, 1977) és (4) az explicit nedvesség sémát (Hsie et al., 1984).

A modell fizikájának és numerikus sémáinak első nagymértékű fejlesztését Giorgi és társai dokumentálták 1993-ban (Giorgi et al., 1993a,b), mely fejlesztések során a modell második generációját állították elő (RegCM2). A RegCM2-ben a fizikai folyamatokat leíró eljárásokhoz az alapot az NCAR második verziószámú CCM (CCM2) globális modellje (Hack et al., 1993) és a mezoskálájú MM5 (Grell et al., 1994) modellek szolgáltatták. Az elvégzett legfontosabb fejlesztések összefoglalva: (1) a CCM2 sugárzás-átviteli csomag beépítése, mely pontosabb sugárzási számítások elvégzését teszi lehetővé; (2) nem lokális határreteg séma (Holtslag et al., 1990) alkalmazása; (3) a modell kiegészítése egy újabb, a felhőzet hatását leíró sémával (Grell, 1993); (4) a felszín-légkör kicserélődési séma megújítása, mely során a BATS-et felváltotta a BATS1e legújabb verziója (Dickinson et al., 1993)

Az elmúlt években újabb parametrizációs eljárások beépítése történt a RegCM modellbe, melyek többnyire a CCM újabb CCM3 verziójának (Kiehl et al., 1996) fizikáján alapulnak. Elsőként a CCM2 sugárzás-átviteli csomagját a CCM3-ban alkalmazott eljárás váltotta le. A CCM2-ben alkalmazott leírás a H_2O , O_3 , O_2 , CO_2 elnyelését vette figyelembe. A modell ezen verziója a rövidhullámú sugárzás átvitelt δ -Eddington közelítéssel kezelte, míg a felhők közötti sugárzási áramokat három felhő paraméter függvényében számította ki, mely paraméterek a következők voltak: felhővel való borítottság, a felhő folyékony víztartalma és a felhő effektív cseppszugara. A CCM3 megtartotta az előző, CCM2 által alkalmazott eljárásokat, de újabb részekkel bővítette ki azokat úgy, mint a N_2O , CH_4 , CFC üvegházhatású gázok, és az aeroszol részecskék hatásainak leírása, valamint a felhőjég jelenlétének figyelembevétele.

További jelentősebb változtatásokat végeztek a modellben, melyek a felhőzet- és a csapadékképződési folyamatokat leíró tagokat érintették. Az eredetileg alkalmazott explicit nedvesség sémát (Hsie et al., 1984) egy egyszerűsített formula váltotta fel, mivel az eredeti változat túl nagy számításigénnyel bírt ahhoz, hogy klimatikus szimulációkban alkalmazható legyen. Az egyszerűsített séma csupán egy, a felhővízre vonatkozó prognosztikai egyenletet tartalmaz, mely figyelembe veszi a felhővíz képződést, az advekciót és a turbulens átkeveredést, a reevaporációt telítetlen környezetben, és a csapadékképződést. Az új eljárás

előnye nem merül ki az egyszerűbb mikrofizikában. Ezen fejlesztésben megjelenik az előrejelzett vízre vonatkozó változók közvetlen felhasználása a felhőzetre történő sugárzási számításokban. A modell korábbi verzióiban a sugárzási számításokhoz felhasznált víztartalom állapotjelzőket a helyi relatív páratartalom segítségével fejezték ki. Ez a modellfejlesztés jelentős előrelépést jelentett a szimulált hidrológiai ciklus és az energiaháztartás közötti kölcsönhatások leírásában.

A modell parametrizációs eljárásaiban a későbbiekben elvégzett fontosabb változtatások az alábbiak: egy új nagyskálájú felhőzet és csapadék séma bevezetése (Pal et al., 2000), az óceán felszíni fluxusok új parametrizációjának alkalmazása (Zeng et al., 1998), és egy új cumulus konvektív séma adaptálása (Emanuel, 1991; Emanuel és Zivkovic-Rothman, 1999). Újdonságként jelenik meg a modellben a rácspon-távolságnál finomabb felbontású felszínnek és domborzatnak egy ún. mozaik-típusú parametrizációja (Giorgi et al., 2003). A RegCM3 a korábbi verziókhoz képest jelentős további fejlesztéseket tartalmaz a bemenő adatok területén. A területi fájlok létrehozása során már az Egyesült Államok Geológiai Megfigyelőrendszerének (United States Geological Survey, USGS) Globális Felszínborítottsági Jellemzők (Global Land Cover Characterization; 2001), illetve a Globális 30 Ívmásodperces Domborzati Magasság (Global 30 Arc-Second Elevation; Bliss and Olsen, 1996) adatbázisai kerülnek felhasználásra. A kezdeti- és peremfeltételek előállításához a Környezetvédelmi Előrejelzési Nemzeti Központok (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) és az Európai Középtávú Időjárési Előrejelző Központ (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) ERA-40 (Uppala et al., 2005) globális reanalízis adatai szolgáltak alapul. Az ECMWF-ben az ERA-40 adatbázist az egész Földet lefedő háromdimenziós rácsra állították elő. Az adatbázisban szereplő légköri állapothatározó mezőket a lehető legtöbb rendelkezésre álló (felszíni, rádiószondás, repülőgépes, radar- és műholdas stb.) mérési információ, illetve megbízható előrejelzések kombinálásával, a létező legmodernebb adatasszimilációs eljárások alkalmazásával képezték. Az így előállt adatbázis az 1957–2002 időszakra, hatórás időbeli és 2,5°, valamint 1,125°-os horizontális felbontásban, 60 vertikális szinten áll rendelkezésre. Ezek a reanalízis mezők egyaránt alkalmazhatók klímaszimulációk kezdeti- és határfeltételeiként, illetve a modellek validációjához is.

Végül további fejlesztéseket végeztek a modellen, hogy annak futtatása, alkalmazása a felhasználók részére még egyszerűbb legyen. Egy új honlapot hoztak létre, ahonnan a felhasználók szabadon letölthetik a teljes RegCM rendszert, csakúgy, mint a szimulációkhoz elengedhetetlen bemeneti adatokat.

A RegCM modell három nagyobb egységre osztható: előfeldolgozás, a modell integrálása, és utófeldolgozás. A RegCM előfeldolgozási folyamatai során a felszíni jellemzők (domborzat, földfelszín típusa és tengerfelszín hőmérséklet), illetve a háromdimenziós izobárikus meteorológiai adatok horizontális interpolációja történik szélesség-hosszúsági rácshálózatról egy finom felbontású területre, elforgatott (vagy normál) Mercator, Lambert szögártó, vagy poláris centrumú sztereografikus leképezéssel. A modell szintén elvégzi a nyomási szintek adatainak σ -koordináta-rendszerbe való vertikális interpolációját. A σ -felületek a felszínhez közel felszínkövetők, míg a magasabb σ -felületek jó közelítéssel izobár felületeknek tekinthetők. A modellt vertikális és horizontális felbontásának, illetve a céltartomány méretének függvényében természetesen változik a modell számításgénye. Az utófeldolgozási egység alkalmazásával lehetőség nyílik a nyers modelldatok feldolgozására (Pl.: a napi és a havi átlagmezők előállítására).

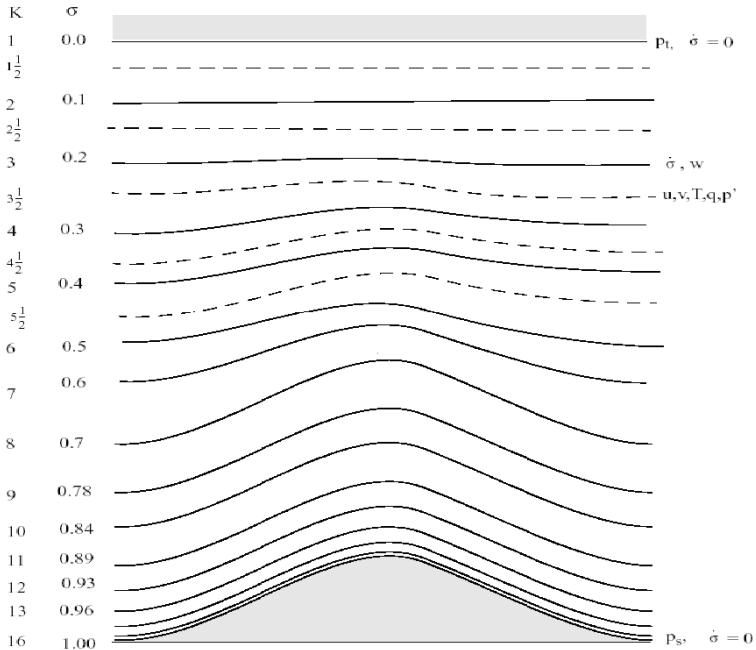
2.2. A RegCM modell rácshálózata

A mért, vagy adatasszimiláció útján előállított adatok általában nyomási szintekre állnak rendelkezésre, így azokat át kell transzformálni a modell saját vertikális rácshálózatára, még mielőtt bemeneti adatként megadnánk a modellnek. A modell függőleges irányú koordináta-rendszere felszínkövető (2.1. ábra), mely azt jelenti, hogy az alacsonyabb rácsszintek követik a felszín változásait, míg az alacsonyabb nyomású felületeket reprezentáló magasabb rácsszintek mintegy az izobár felületekkel párhuzamos felületeken futnak. A középső szintek folyamatosan simulnak ki, ahogyan közeledünk a modellben képviselt legalacsonyabb nyomási szintek felé. Dimenzió nélküli σ koordináták használatosak a modell szintjeinek definiálására, ahol p a légnyomást, p_t a modellben leírt légkör tetején lévő nyomást, míg p_s a felszíni nyomást jelöli:

$$\sigma = \frac{(p - p_t)}{(p_s - p_t)}$$

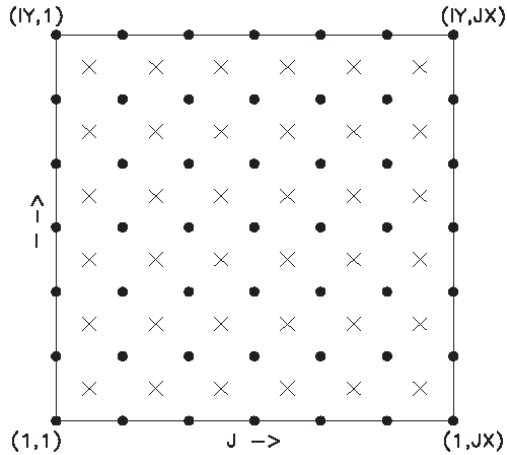
Mind az előző egyenletből, mind, pedig a 2.1-es ábráról leolvasható, hogy σ a rendszer tetején 0, míg a felszínen 1 értéket vesz fel. Az egyes modellszintek σ értéke a légnyomásértékekből számítható. Értelemszerűen a σ -rendszerben a modell vertikális szintjei

0 és 1 közötti értékeket vehetnek fel, de az ezek által létrehozott rétegek vastagságai nem egyenletes eloszlást mutatnak. Többnyire a szintek sűrűbben helyezkednek el a felszínközeli határretegben, mint felette, és a szintek száma a kitűzött cél függvényében változtatható.



2.1. ábra: A modell vertikális felépítésének sematikus ábrázolása. Az ábrán a vertikális rétegek száma 15. A szaggatott vonalak fél-sigma szinteket, míg a folytonos vonalak egész szigma szinteket jelölnek (Dudhia et al., 2005).

A horizontális rácshálózat Arakawa-Lamb B elosztású. Ezt a 2.2. ábrán mutatjuk be, ahol a skalárok (T,p,q...) a rácsközéppontokban, míg a keleti (u) és északi (v) irányú sebességkomponensek a rácssarokpontokban vannak definiálva. A kiindulási adatok megadása után a modell az előfeldolgozási szakaszban elvégzi a megfelelő rácshálózatra történő interpolációt.



2.2. ábra: A rácspontok és a rácsközéppontok sematikus ábrázolása az Arakawa-B rácshálózatban. A rácsnégyzetek közepén elhelyezkedő x-ek jelölik a rácsközéppontokat, míg a kitöltött fekete körök a rácssarokpontokat. Ennek értelmében a horizontális sebességek a rácssarokpontokban vannak meghatározva.

A fentebb említett prognosztikai változók a vertikális rendszer szintjei között elhelyezkedő ún. fél-szintekre vannak definiálva, melyek szaggatott vonallal jelöltek a 2.1.-es ábrán. A modell a vertikális sebességet, a geopotenciál magasságot az egész szintekre szolgáltatja (az egész szintek folytonos vonallal jelöltek az ábrán). Definícióból adódóan a modell rétegeinek száma eggyel kevesebb, mint az egész szigma szintek száma.

2.3. Térképezés a modell rácshálózatára

A felhasználó négy térképezési eljárás (térképvetület-fajta) közül választhat. A Lambert-féle konform kúpvetületet a közepes földrajzi szélességekre, a polár-sztereografikus projekciót a magasabb szélességekre, a normál Mercator-vetületet az alacsony szélességekre alkalmazzák, míg az elforgatott Mercator leképezés egyéni elképzelés szerinti felhasználásra ajánlott. A modell integrálása során mi a Lambert térképezést alkalmaztuk az ELTE Meteorológiai Tanszékén. A normál Mercator-vetületet kivéve a modellben használatos x és y irányok nem esnek egybe a nyugat-kelet, illetve az észak-dél irányokkal, ezért a megfigyelési széladatokat a modell rácshálózatára kell elforgatni annak érdekében, hogy összehasonlíthó

vizsgálatokat lehessen végezni Ezek, az ábrázoláshoz szükséges transzformációkat elvégző számítások rendelkezésre állnak a modell előfeldolgozási részében.

A leképezés torzítása (m) definíció szerint a következő

$$m = (\text{térképsíki távolság}) / (\text{aktuális távolság a Földön}),$$

amely általában egyhez közeli, ám a földrajzi szélesség függvényében változó értékeket vesz fel. A rácspontok közötti tényleges távolság változó a teljes tartományon át, mivel a gömbi felszín sík felszínre történő leképezése valósul meg. Ezt a tényezőt figyelembe kell venni a divergencia és horizontális gradiens számításai során.

2.4. A modell kormányzó egyenletei

A modell dinamikáját leíró egyenletek és azok diszkretizációja Grell et al. (1994) munkájában található meg. Az alapegyenletek rendre a következők: (1) Horizontális impulzusösszetevők egyenletei, (2) Kontinuitási és σ egyenlet, (3) Termodinamikai és omega-egyenlet (mely tulajdonképp a σ -rendszerben nem képezi szerves részét a hidrotermodinamikai egyenletrendszernek, ezért utófeldolgozási jellegű egyenletnek tekinthető), (4) Hidrosztatikai egyenlet, melyeket az alábbiakban mutatunk be részletesebben.

Horizontális momentum egyenletek

$$\frac{\partial p^* u}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial p^* uu / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* vu / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* u \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - mp^* \left[\frac{RT_v}{(p^* + p_t / \sigma)} \frac{\partial p^*}{\partial x} + \frac{\partial \phi}{\partial x} \right] + fp^* v + F_H u + F_v u,$$

$$\frac{\partial p^* v}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial p^* uv / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* vv / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - mp^* \left[\frac{RT_v}{(p^* + p_t / \sigma)} \frac{\partial p^*}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \right] + fp^* u + F_H v + F_v v,$$

ahol u és v jelöli a keleti és északi sebességkomponenseket, T_v a virtuális hőmérsékletet, ϕ a geopotenciál magasságot, f a Coriolis paramétert, R a száraz levegőre vonatkozó gázállandót,

m minden esetben a választott térképezés torzítását, $\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$ a σ -rendszerbeli függőleges sebesség, továbbá F_H és F_V a horizontális és vertikális turbulens diffúzió hatásait jelentik, míg $p^* = \frac{\partial p}{\partial \sigma} = p_s - p_t$, ugyanis $p = p_t + \sigma(p_s - p_t)$. p^* a sűrűség megfelelője (analogonja) a σ -koordinátarendszerben.

Kontinuitási és σ egyenlet

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma}$$

A fenti egyenlet vertikális integrálja használatos a modellben a p^* időbeli változásának leírására.

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \int_0^1 \left(\frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v / m}{\partial y} \right) d\sigma$$

A rétegvastagság megváltozásának kiszámítása után $\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$, a vertikális sebesség kiszámítása következik a szigma koordinátarendszerben minden egyes szintre, mely a kontinuitási egyenlet adott szintig terjedő vertikális integráljából áll elő.

$$\dot{\sigma}(z) = -\frac{1}{p^*} \int_0^{\sigma(z)} \left[\frac{\partial p^*}{\partial t} + m^2 \left(\frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v / m}{\partial y} \right) \right] d\sigma,$$

ahol z az egyes szintek sorszámát jelenti és $\dot{\sigma}(\sigma = 0) = 0$.

Termodinamikai és az omega egyenlet

A termodinamikai egyenlet a modellben a következő alakot ölti

$$\frac{\partial p^* T}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial p^* u T / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v T / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* T \sigma}{\partial \sigma} + \frac{RT_v \omega}{c_{pm} (\sigma + p_t / p_{act})} + \frac{p^* Q}{c_{pm}} + F_H T + F_V T,$$

ahol c_{pm} a nedves levegő állandó nyomáson vett specifikus fajhője, Q a diabtikus fűtés, $F_H T$ a horizontális diffúziót leíró tag, $F_V T$ jelenti a vertikális átkeveredés és száraz konvekció általi hatást, és ω a p-rendszerbeli függőleges sebességet

$$\omega = \frac{dp}{dt} = p^* \dot{\sigma} + \sigma \frac{dp^*}{dt},$$

ahol,

$$\frac{dp^*}{dt} = \frac{\partial p^*}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial p^*}{\partial x} + v \frac{\partial p^*}{\partial y} \right).$$

Valamint $c_{pm} = c_p (1 + 0,8q_v)$, ahol c_p a száraz levegő állandó nyomáson vett specifikus fajhője és q_v a vízgőz keverési aránya.

Hydrostatikai egyenlet

A modell a hidrosztatikai egyenletet használja fel, hogy a T_V virtuális hőmérsékletből a geopotenciál magasságot kiszámítsa,

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ln(\sigma + p_t / p^*)} = -RT_V \left[1 + \frac{q_c + q_r}{1 + q_v} \right]^{-1},$$

ahol $T_V = T(1 + 0,608q_V)$ a virtuális hőmérséklet és q_V, q_e, q_r rendre a vízgőz, a felhővíz vagy -jég, ill. az esővíz vagy hó keverési arányait jelentik.

2.5. A modell parametrizációs (fizikai)⁷ blokkja

2.5.1. Sugárzási séma

A RegCM3 modell az NCAR CCM3 sugárzási sémáját használja, amit Kiehl et al. (1996) tárgyalnak részletesen munkájukban. Röviden összefoglalva: a modell Napsugárzást leíró része figyelembe veszi az O₃, H₂O, CO₂ és O₂ sugárzásban betöltött szerepét, és az eljárás a Kiehl et al. (1996) által leírt δ -Eddington közelítést követi. A sugárzási blokk 18 spektrál tartományt tartalmaz a 0,2 - 0,5 μ m hullámhossz tartományban. A modellben a felhőzet szórási és abszorpciós parametrizációját a Slingo (1989) által kidolgozott eljárás adja, ahol a felhőcseppek optikai tulajdonságait (extinkciós optikai mélység, egyszeri szórási albedo és az aszimmetriát jellemző paraméter) a felhő folyékony víztartalmából és az effektív cseppméretből fejezik ki. A cumulus felhők kialakulásának szimulációjánál a modell az adott légoszlopban a legalsó réteg felhőalapjától egészen a legfelső légrétegekig összegzi a felhőboritottságot (véletlenszerű átfedésekkel is számolva). Az adott modellszintek között megjelenő felhőréteg vastagságát a modell az adott légréteggel egyenlő vastagságúnak veszi és a különböző mértékű felhő víztartalmak jelentik a közép- és alacsonyszintű felhőket.

2.5.2. Földfelszíni részmodell

A modell a felszíni fizikai folyamatokat a Bioszféra-Légkör Transzfer Séma 1e (BATS1e) verziójával számítja, mely eljárás Dickinson et al. (1993) művében van részletesen bemutatva. A felszíni blokk-ként működő BATS a növényzet és a talajnedvesség szerepét írja le a felszín-légkör közötti impulzus, energia és vízgőz cserefolyamatokban. A modell különböző szárazföldi rétegekkel számol, úgymint: vegetációs réteg, ill. hóval borított réteg,

⁷ Az angol nyelvű szakirodalomban a parametrizációs blokkot általában modell fizikának (model physics) nevezik.

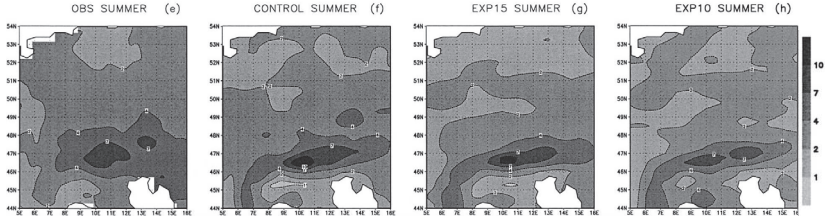
felszíni termőtalaj (melynek vastagsága 10 cm), gyökér zóna (melynek vastagsága 1-2 m) és egy mély réteg (melynek vastagsága 3 m). A felszíni hőmérsékletek meghatározása során a Dearnoff (1978) által kidolgozott módszer általánosított alakját használja fel prognosztikai egyenletek útján a modell. A lombkoronára vonatkozó hőmérsékleti értékek egy energiaegyensúlyi formulán keresztül kerülnek meghatározásra, mely magában foglalja a szenzibilis, a sugárzási és a látens hőáramokat.

A termőtalaj hidrológiai számításai prognosztikai egyenleteket tartalmaznak a különböző talajrétegek víztartalmára vonatkozóan. Ezen egyenletek számításba veszik a csapadék, a hóolvadás, a lombkoronáról való alácsöpögés hatását, valamint az evapotranspirációt, a felszíni vízfolyást, a gyökérezóna alá való beszivárgást és a diffúziós cserét is az egyes talajrétegek között. A termőtalaj vízmozgásait leíró formulák egy finom felbontású termőtalaj modell (Dickinson, 1984) eredményeihez lettek behangolva, és a felszíni vízfolyási ráták a csapadék és a termőtalaj vízzel való telítettségi fokának függvényében kerülnek kifejezésre. A hóvastagság a hóesésből, hóolvadásból és a szublimációból kerül meghatározásra. A csapadék hó formájában hull, ha a modell legalsó szintjének hőmérséklete 271 K alatti.

A felszínközeli szenzibilis hő, vízgőz és momentum fluxusok számítása során szerepet kap a felszíni érdesség és a felszíni légréteg stabilitása is. A felszíni evapotranspirációs ráta a termőtalajban tárolt, rendelkezésre álló vízmennyiségtől függ. A BATS húsz különböző vegetációs típussal számol a durva szerkezetű talajtól (homok), a közepes finomságún át (vályog) egészen a finom szerkezetűig (agyag); és a különböző felszínek eltérő színárnyalatait is figyelembe veszi (világostól a sötétig) a felszíni albedo számításoknál. Ezeket részletesen Dickinson et al. (1986) munkája tárgyalja.

A modell legutóbbi fejlesztéséhez tartoznak a BATS-on elvégzett módosítások, melyek azt a célt szolgálják, hogy a modell a domborzatnak és a földhasználatnak a rácshálózatnál finomabb skálán való változásait is figyelembe tudja venni. Ezt a módosítást Filippo Giorgi vezetésével (Giorgi et al., 2003) egy mozaik-típusú közelítéssel érték el. Ezen eljárás keretében a modell egy, az eredetinel finomabb felbontású, de annak tulajdonságaival megegyező rácshálózatot hoz létre, melynek során minden egyes eredeti rácscellára több, kisebb, finomabb felbontású rácscella jut. A magasságbeli különbségeket alapul véve a meteorológiai változókat a finomabb rácshálózatra is kiszámítja a modell. Minden egyes alcellára az összes BATS-béli számítást elvégzi a modell, majd ezeket az értékeket az eredeti, durvább rácshálózatra átszámítja, mely bemeneti adatként szolgál a légköri modell blokknak. Ez az eljárás lényeges javulást hozott a hegyvidéki környezet felszíni hidrológiai ciklusának

szimulációjában (Giorgi et al., 2003). A 2.3 ábrán erre vonatkozóan mutatunk be eredményeket Giorgi et al. (2003) munkája alapján.



2.3. ábra: Évszakos (nyár) csapadékátlag a megfigyelések (e) és a szimulációk alapján: (f) 60 km-es, (g) 15 km-es és (h) 10 km-es rácsfelbontás melletti szimulációs eredmények. A mozaik-típusú közelítést (g) és (h) esetben alkalmazták. A bemutatott központi régió az Alpok és a mértékegység mm/nap (Giorgi et al., 2003 alapján).

2.5.3. Planetáris határreteg séma

A planetáris határreteg sémát Holtslag és munkatársai (Holtslag et al., 1990) fejlesztették ki, amely olyan nem-lokális diffúziós elképzelésen alapszik, ami az instabil, jól átkevert légkörben létrejövő termikus örvények által keltett, a mechanikai turbulenciával ellentétes előjelű gradiensekkel is számol. A függőleges irányú turbulens áramokat a planetáris határretegben a következő egyenlet írja le:

$$F_c = -K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right),$$

ahol γ_c a száraz mély konvekció általi nem-lokális transzport tagot jelenti. Az örvényes kicserélődés (diffuzivitás) az alábbi nem-lokális formulával jellemezhető

$$K_c = kw_t z \left(1 - \frac{z^2}{h} \right),$$

ahol k a Kármán állandó, w_t jelöli a turbulens konvektív sebességet, mely függ a sűrűlási sebességtől, a magasságtól és a Monin-Obhukov hosszától, z a magasságot, míg h a planetáris

határreteg vastagságát jelöli. A vízgőzre és a hőmérsékletre (tk. a látens és a turbulens hőáramra) vonatkozó ellenirányú gradienst leíró tag a következő alakban írható fel

$$\gamma_c = C \frac{\phi_c^0}{w_i h},$$

ahol C egy állandó, melynek értéke 8,5, és a ϕ_c^0 tag jelenti a felszíni hő- vagy vízgőz fluxust. A fenti egyenlet a planetáris határreteg és a felszíni réteg teteje között kerül alkalmazásra, ami közelítőleg 0,1 h -val egyenlő. Az ezen kívül eső régióban és az impulzusra vonatkozóan a modell $\gamma_c = 0$ közelítéssel számol. A számítások során a planetáris határreteg vastagságára vonatkozó egyenlet az alábbi alakot ölti:

$$h = \frac{Ri_{cr} \left[u(h)^2 + v(h)^2 \right]}{(g / \theta_s) [\theta_v(h) - \theta_s]},$$

ahol $u(h)$, $v(h)$ jelöli a szélkomponenseket, θ_v a virtuális potenciális hőmérsékletet a planetáris határreteg tetején, g pedig a nehézségi gyorsulást, Ri_{cr} jelenti azt a kritikus Richardson számot, mely a termális eredetű turbulencia és a turbulencia által keltett vertikális szélnyírás közötti arányt adja meg, míg θ_s a megfelelő felszínközeli hőmérsékletet jelöli. További, részletesebb leírás Holtslag et al. (1990), valamint Holtslag és Boville (1993) műveiben található.

2.5.4. Konvektív csapadék séma

A modell a konvektív csapadékot a következő három csapadék séma egyikével számítja ki: (1) Módosított Kuo séma (Anthes, 1977); (2) Grell séma (Grell, 1993); és (3) MIT-Emanuel séma (Emanuel, 1991; Emanuel és Zivkovic-Rothman, 1999). Ezen felül a Grell parametrizáció a következő két jól ismert lezárási hipotézisen alapuló változata is megtalálható a modellben: (1) az Arakawa és Schubert féle (Arakawa és Schubert, 1974) és (2) a Fritsch és Chappell féle eljárás (Fritsch és Chappell, 1980), melyeket a továbbiakban AS74-gyel és FC80-nal jelölünk.

2.5.4.1. Kuo séma

A konvektív folyamatok akkor aktiválódnak a Kuo sémában, amikor a nedvesség konvergencia M egy konvektívan instabil légoszlopban elér egy határértéket. A nedvesség konvergencia egy része β a légoszlop páratartalmának növelésére fordítódik, míg a fennmaradó rész csapadékká alakul P^{CU} az alábbi egyenlet alapján:

$$P^{CU} = M(1 - \beta)$$

β (mely dimenzió nélküli, 0 és 1 közötti értéket vehet fel) az átlagos relatív nedvesség \overline{RH} függvénye, ahogy az alábbi képlet is mutatja:

$$\beta = \begin{cases} 2(1 - \overline{RH}), & \overline{RH} \geq 0,5 \\ 1, & \text{egyébként} \end{cases}$$

Meg kell jegyeznünk azonban, hogy a nedvesség konvergencia tag a vízgőz advektív tendenciáit tartalmazza csupán. Ugyanakkor az előző időlépcsőből származó evapotranspiráció indirekten megjelenik M -ben, mivel az benedvesíti a légkör alsóbb rétegeit. Ennél fogva, ahogyan az evapotranspiráció mértéke nő, a légoszlop instabilitását feltételezve, egyre több és több csapadék képződik. A kondenzáció során felszabaduló látens hő a felhőalap és a felhő teteje között oszlik meg, mégpedig úgy, hogy a legnagyobb mértékű fűtőhatás a felhőréteg felső részében érvényesül. A numerikus számítások stabilitását biztosítandó (az ún. numerikus pont-viharok kialakulását megelőzendő) egy horizontális diffúziós tag és egy állandó beillesztésével a modell a légnedvesség és a látens hő új értékeit nem eredeti formájukban, hanem simítva állítja elő (Giorgi és Bates, 1989; Giorgi és Marinucci, 1991).

2.5.4.2. Grell séma

A Grell séma (Grell, 1993) hasonló az előzőekben megemlített AS74 parametrizációhoz. A konvektív felhőt két időben állandó, egy felfelé irányuló és egy lefelé irányuló áramlás együtteseként tekinti. Az áramlások alját és tetejét leszámítva nincsen

közvetlen keveredés a felhőlevegő és az őt körülvevő légtömeg között. A parametrizáció a teljes légoszlopra vonatkozóan a következő feltételezésekkel él: a tömegáram adott magasságon állandó, sem légbeszívás, sem légkiáramlás nem történik a légoszlop oldalsó határfelületein keresztül. A feláramlást elindító kiindulási szintet a nedves helyzeti energia maximuma, míg a leáramlás kiindulásához tartozó szintet ugyanazon energia minimuma határozza meg. A Grell séma akkor aktivizálódik, mikor a felemelkedő légrézsl elérli a nedves konvekciós szintet. A feláramlásban a kondenzációt egy felemelkedő telített légrézsl számolja a séma. A lefelé irányuló tömegáram (m_0) az alábbi összefüggés alapján függ a felfelé irányuló tömegáramtól (m_b):

$$m_0 = \frac{\beta I_1}{I_2} m_b,$$

ahol I_1 a kondenzáció a feláramlásban, I_2 a párolgás a leáramlásban, és β jelöli azt a hányadát a kondenzációnak, mely a leáramlás során újra elpárolog. β függ a szélnyirástól és jellemzően 0,3 és 0,5 közötti értéket vesz fel. A csapadékot az alábbi egyenlet adja meg

$$P^{CU} = I_1 m_b (1 - \beta)$$

A fűtés és a nedvességtartalom növekedésének mértékét mind a tömegáramok, mind a felhő tetején és alján lévő légkiáramlások befolyásolják. A parametrizáció tartalmazza továbbá a nedves levegő lefelé irányuló áramlásának hűtő hatását.

A Grell séma egyszerűségének köszönhetően különböző lezárási feltételezéssel élhetünk. A modell RegCM3-at megelőző korábbi verziói közvetlenül alkalmazták az AS74 eljárás kvázi-egyensúlyi közelítését. Ez az eljárás azon a megfontoláson alapul, hogy a konvektív felhők olyan ütemben stabilizálják a környezetet, mint amilyen ütemben a nem-konvektív folyamatok destabilizálják azt, ahogyan a következő egyenlet mutatja:

$$m_b = \frac{ABE'' - ABE}{NA\Delta t},$$

ahol ABE jelenti a konvekcióra fordítható felhajtó energiát, ABE'' ennek és a konvektív folyamatokhoz rendelkezésre álló további felhajtó energiának az összegét jelöli, melyet Δt

idő alatt a nem-konvektív folyamatok generálnak, valamint NA jelöli az ABE m_b szerinti deriváltját. Az $ABE'' - ABE$ különbség értelmezhető úgy is, mint a Δt idő alatti destabilizáció mértéke. ABE'' az aktuális mezőkből és a hő-és nedvesség advekciónak, valamint az adiabatikus átrétegzés által meghatározott tendenciákból kerül meghatározásra.

A RegCM3 modellben alapbeállításként egy, a stabilitáson alapuló módszert alkalmaznak: az FC80 lezárási eljárást, amit rendszerint felhasználnak mind a GCM-ek, mind pedig az RCM-ek terén. Ebben a közelítésben a konvekció adott idő alatt felszámolja az ABE-t, az alábbi képlet szerint:

$$m_b = \frac{ABE}{NA\tau},$$

ahol τ az ABE eltávolítási időskálája.

Az alapvető különbség a két feltételezés között az, hogy az AS74 közelítő eljárás a konvektív fluxusokat és a csapadékot a légkör állapotára vonatkozó tendenciákkal hozza kapcsolatba, míg az FC80 közelítő eljárás a légkör instabilitásának fokával kapcsolja össze azokat.

2.5.4.3. MIT-Emanuel séma

A RegCM3-hoz legújabban hozzáadott cumulus konvekciós séma a Massachusetts Institute of Technology⁸ (MIT) által kidolgozott közelítő eljárás. Mivel ennek az eljárásnak az alkalmazása által kapott eredmények megosztják a RegCM3 felhasználóinak a körét, részletesebb ismertetésétől ezért eltekintünk. Részletes ismertetése a módszernek Emanuel (1991) és Emanuel és Zivkovic-Rothman (1999) munkáiban található.

2.5.5. Nagyskálájú csapadék séma

A modell által használt Rács-hálózatnál finomabb Explicit Nedvesség Séma (Subgrid Explicit Moisture Scheme, SUBEX) a nem-konvektív eredetű felhőzet és csapadék kezelésére

⁸ Massachusetts Állam Műszaki Egyeteme

szolgál. A SUBEX Sundqvist et al. (1989) munkája alapján figyelembe veszi a felhőzet rácscellákon belüli változását, azáltal, hogy kapcsolatot létesít a rácscella átlagos relatív nedvességtartalma és a felhővel való borítottság, valamint a felhővíz között.

A rácscella felhővel való borítottsága, FC , a következő egyenlet szerint kerül meghatározásra:

$$FC = \sqrt{\frac{RH - RH_{\min}}{RH_{\max} - RH_{\min}}},$$

ahol RH_{\min} a relatív nedvességre vonatkozó küszöbérték, ahol megindul a felhőképződés, és RH_{\max} jelöli a relatív nedvesség azon értékét, ahol FC értéke eléri az egyet. A feltételezés szerint FC értéke nulla, mikor a relatív nedvesség kisebb, mint RH_{\min} , és egységnyi, mikor a relatív nedvesség nagyobb értéket vesz fel, mint RH_{\max} .

Csapadék (P) kialakulásával akkor számol a modell, mikor a felhőzet víztartalma átlépi az autokonverziós határértéket (Q_c^{th}) az alábbi kapcsolat alapján:

$$P = C_{ppt} \frac{Q_c}{FC - Q_c^{th}} FC,$$

ahol $1/C_{ppt}$ értelmezhető annak a folyamatnak a karakterisztikus idejeként, ami alatt a felhőcseppecskék esőcseppekké alakulnak. A határérték a következő összefüggés alapján kerül kiszámításra:

$$Q_c^{th} = C_{acs} 10^{-0,49+0,013T},$$

ahol T a hőmérséklet °C-ban, és C_{acs} az autokonverziós skála faktor. A csapadék a modellben azonnal kihull a felhőből.

A SUBEX az esőcseppek akkréciós növekedését és párolgását leíró formulákat is tartalmaz. A felhőcseppek hulló esőcseppek általi befogását leíró egyenlet Beheng (1994) munkáján alapszik, a következő összefüggés szerint:

$$P_{acc} = C_{acc} QP_{sum},$$

ahol P_{acc} a felhővíz gyarapodásának mértéke, C_{acc} a gyarapodási ráta együttható, míg P_{sum} a felhőn áthulló csapadék akkumulációra fordított része.

A csapadék párolgását leíró egyenlet alapját a Sundqvist et al. (1989) munkában leírt elmélet adja:

$$P_{evap} = C_{evap} (1 - RH) P_{sum}^{1/2},$$

ahol P_{evap} az elpárolgott csapadék mennyiségét jelöli, és C_{evap} jelenti a hatékonysági együtthatót. A SUBEX részletesebb bemutatása és az egyes paraméterek értékeinek számszerű ismertetése a Pal et al. (2000) műben található meg.

2.5.6. Óceánfelszíni fluxus parametrizáció

2.5.6.1.

BATS: BATS a standard Monin-Obukhov hasonlósági összefüggéseket használja fel a fluxusok számítása során. A konvektív és nagyon stabil állapotok esete sem kíván különleges eljárási módokat a BATS számára. Továbbá az érdességi hossz állandónak vett (az nem a szél és a stabilitás függvénye).

2.5.6.2.

Zeng: A Zeng séma végzi el a fellépő stabilitási viszonyok leírását. A felszín és az alsó légkör közötti szenzibilis hő (SH), látens hő (LH) és momentum (τ) fluxusok kiszámítása a következő nagy átlagban érvényes (bulk) aerodinamikai algoritmusokkal történik:

$$\tau = \rho_a u_*^2 (u_x^2 + u_y^2)^{1/2} / u$$

$$SH = -\rho_a C_{pa} u_* \theta_*$$

$$LH = -\rho_a L_e u_* q_*$$

ahol u_x és u_y az átlagos szél komponensek, u_* a súrlódási sebesség, θ_* a hőmérsékleti arányossági tényező, q_* a specifikus nedvességi paraméter, ρ_a a légsűrűség, C_{pa} a levegő fajhője, míg L_e a párolgási folyamat látens hője. A számításokra és ezen paraméterekre vonatkozó részletesebb leírás a Zeng et al. (1998) forrásműben található.

2.5.7. Nyomási gradiens séma

A modellben két lehetőség nyílik a nyomási gradiens erő kiszámítására. A normál eljárás a teljes mezőket használja. A másik módszer, pedig a nyomási gradiens erőnek a perturbált hőmérsékletet alkalmazó hidrosztatikai levezetése. Ebben a sémában a légoszlop felsőbb légrétegeiben külön simítást alkalmaznak annak érdekében, hogy a nyomási gradiens erő kiszámításához kapcsolódó hibákat csökkentsék.

2.5.8. Tó modell

A Hostetler és munkatársai (Hostetler et al., 1993) által kifejlesztett tó modell interaktívan csatolható a légköri modellhez. A modell ezen blokkjában a hó, a nedvesség és a momentum áramok kiszámítása a meteorológiai bemeneti adatokon, valamint a felszíni hőmérsékleti és albedo értékeken alapszik. A tó modell rétegei között a hó függőleges átvitelét a turbulens átkeveredés és a konvekció valósítja meg. Jég, vagy hó részben, vagy teljesen fedheti a tó felszínét.

A hőmérsékletre vonatkozó előrejelzési egyenlet a következő alakot ölti a tó modellben,

$$\frac{\partial T}{\partial t} = (k_e + k_m) \frac{\partial^2 T}{\partial z^2},$$

ahol T a tó hőmérsékletét, k_e és k_m a turbulens és molekuláris diffúziót jelöli. A Henderson-Sellers (1986) féle parametrizáció használatos k_e értéke meghatározásában, valamint k_m a jég alatti rétegekben, illetve a tó legmélyebb pontját leszámítva $39 \times 10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ állandó értéket vesz fel.

A tóból származó szenzibilis és látens hőáramok a Dickinson et al. (1993) által kidolgozott BATS parametrizáció útján kerülnek kiszámításra. A látens hőáramra (F_q) és a szenzibilis hőáramra (F_s) vonatkozó aerodinamikai egyenletek a következők:

$$F_q = \rho_a C_D V_a (q_s - q_a)$$

$$F_s = \rho_a C_p C_D V_a (T_s - T_a),$$

ahol az s és a indexek a felszínre és a légkörre utalnak, ρ_a a levegő sűrűsége, V_a a szélesebbesség, q a specifikus nedvesség és T a hőmérséklet. C_D pedig egy, a felszíni érdességi hosszától és a felszínre vonatkozó Richardson számtól függő együttható.

Jégmentes feltételek mellett a tó felszíni albedója Henderson-Sellers (1986) munkája alapján a Nap delelési szögének függvényében kerül meghatározásra. A tó által kibocsátott hosszúhullámú sugárzást a Stefan-Boltzmann törvény szerint számítja ki a modell. A tó modell a Patterson és Hamblin (1988) féle részleges jéggel való borítottságot leíró sémát alkalmazza, melyben kifejezésre kerül a szabad vízfelszín, és a jégfelszín közötti különbség a légkörbe történő hő és nedvesség átadásban. A módszerről további részletek Hostetler és munkatársai (1993) és Small és Sloan (1999) munkáiban találhatóak.

2.5.9. Aeroszol részecskék és por

A szélőtől, a talaj jellemzőitől és a részecskék méretétől függő por emissziós folyamatok kulcsfontosságú szerepet játszanak egy porterjedési modellben. A modellben alkalmazott eljárás Marticorena és Bergametti (1995) és Alfaro és Gomes (2001) munkáit követi. A modell ezen részét részletesebben azért nem tárgyaljuk, mert csak sivatagos, vagy félsivatagos környezetben lép érvénybe, ami pedig jelen munkánkat nem érinti.

3. A RegCM adaptálása a Kárpát-medence térségére

A RegCM regionális klímamodell tesztelése, adaptálása több lépésben történt. Egy klímamodell alkalmazása során alapvető feladat, hogy első lépésben megbizonyosodjunk, hogy a modell bizonyos szisztematikus hibáktól mentes. Az ilyen szisztematikus hibák a hosszú integrálás (több évtizedet felölelő) folyamata során olyan méretűvé nőhetnek, hogy akár a szimulációnk értelmezhetőségét is veszélybe sodorhatják. Az elmúlt években több regionális klímamodell kimondottan egy-egy régióra íródott. Ilyen regionális klímamodell többek között a holland fejlesztésű RACMO (Regional Atmospheric Climate Model⁹; Lenderink et al., 2003); az Ibériai-félszigetre íródott spanyol PROMES (Prognostic Model at the Mesoscale¹⁰; Castro et al., 1993), vagy a kanadai CRCM (Canadian Regional Climate Model¹¹; Caya et al., 1995, 1999). A modellek végleges formájukat adott feltételek mellett történő tesztelésük során nyerik el. Tehát amennyiben a modell az Egyenlítő környéki viszonyokat hivatott modellezni, akkor abban az esetben, ha a felhasználó nem jogosult a forráskódba belenyúlni, vagy a modell nem kínál fel választási lehetőségeket, akkor nagy valószínűséggel a modell nem alkalmazható majd például az Alpok környéki régió modellezésére. A fizikai törvények alapján a különböző régiókban az egyes alrendszer közötti folyamatok lefolyási ideje és mértéke is különböző. Ezért abban az esetben, ha a modell alkalmazását nem csak egy adott régióra szeretnénk beszűkíteni, akkor célszerű a regionális modellt ellátni különböző választási lehetőségekkel (térképezés, konvektív csapadék sémák), az előző fejezetben bemutatottakhoz hasonlóan.

Egy klímamodelltől nem várható el, hogy pár évtizedre előre jelezze egy adott nap időjárását. (Ez az éghajlati rendszer alrendszerének - például a leggyorsabb alrendszerének: a légkörnek - kaotikus viselkedése miatt is lehetetlen feladat. A kiindulási mezőkben lévő apró hibák az idő előrehaladtával óriásira nőhetnek.) Klimatikus normálértékek alatt a meteorológiában elfogadott 30 éves időszakokra képzett (havi, évszakos és éves) átlagokat értjük WMO ajánlás alapján. A 30 éves átlagok rendszerint 10 évente kerülnek megújításra. Hazánkban jelenleg is a leggyakrabban használt időszak: 1961-1990. (annak ellenére, hogy az újabb, 1971-2000 átlag is elkészült.) Kutatóközpontok méréseken és modellfutásokon alapuló, úgynevezett reanalízis adatbázisokat hoznak létre (az általunk felhasznált reanalízis mezőt a 2.1 fejezetben mutattuk be részletesebben). Ezek alapján előállíthatók az egyes régiókra

⁹ Regionális légkör klímamodell

¹⁰ Mezokálajú prognosztikai modell

¹¹ Kanadai regionális klímamodell

vonatkozó klimatikus átlagok, melyek referencia éghajlatul szolgálnak a modelleredmények kiértékeléséhez. Az egyes adatbázisok között is mutatkoznak kisebb-nagyobb eltérések (ezek adódhatnak a mező előállítása során alkalmazott eltérő eljárásokból, a felhasznált mérőhálózat lefedettségéből/sűrűségéből, stb...), tehát a vizsgálat szempontjából nem mindegy, hogy a számítások során mely adatbázist vesszük referenciául. A jelenlegi, talán legfontosabb adatbázist vettük alapul a modell tesztelése során: a Kelet Angliai Egyetem (University of East Anglia) által előállított Climate Research Unit¹² (CRU TS 1.2, a továbbiakban CRU) 1/6-od fokos felbontású változatát (Mitchell és Jones, 2005). A modell tesztelése és validációja elengedhetetlen a jövőbeli modellszimulációk kiértékeléséhez, ugyanis addig nem értelmezhetjük az eredményeket, amíg nem ismerjük, hogy a modell milyen mértékben képes reprodukálni a jelen klímát leíró főbb paramétereket (hőmérsékletet és csapadékot) a kiválasztott céltartományra. Ennek érdekében meg kell vizsgálni, hogy a modell egy kellően hosszú időszakot tekintve (a mi esetünkben a számítási igényeket és lehetőségeket szem előtt tartva ez az 1961-1970 közötti időszak volt), mekkora hibával képes megbecsülni például a hőmérséklet és csapadék viszonyokat.

Az éghajlati forgatókönyvek alapján elvégzett klíma szimulációk alapvetően a legerősebb antropogén kényszerhatást, a légköri üvegházgázok megnövekedésének hatását szimulálják. Ebben az esetben ezek CO₂-ekvivalens koncentrációjára adott becslés szolgál a modellezett éghajlatváltozás fő irányítójául. A jövőre vonatkozó szimulációk során a meghajtó mezőt globális klímamodellek (GCM-ek) szolgáltatják. A szcenárió szimulációk a jövőbeli várható változások becslése mellett a kapcsolt GCM-RCM rendszerek bizonytalanságaira is rávilágítanak. Az ilyen irányú vizsgálatok esetében azonban nem mindig egy reanalízis mező adja a referencia adatbázist, hanem maga a modell által, a jelen klímára (ebben az esetben múlt) elvégzett szimuláció. Minden esetben ehhez képest kell vizsgálni a jövőbeli változásokat. A várható változás iránya és mértéke becsülhető meg az által (nem az abszolút értékek), hogy a regionális modellel jövőre és múlt) elvégzett szimulációk eredményeit egymáshoz viszonyítjuk. Ezzel a lépéssel biztosíthatjuk, hogy a modell szisztematikus szimulációs hibái az éghajlati szcenáriók eredményeinek kiértékelésekor ne jelenjenek meg. (Megjegyezzük, hogy ilyen típusú vizsgálatokhoz ugyanazon modell, ugyanazon kibocsátási forgatókönyv alapján elvégzett szimulációjának eredményei használhatók.) A különbségmezők előállítása során az éghajlati forgatókönyv által megfogalmazott kényszer által előidézett változást kapjuk meg (hiszen a modellben

¹² Éghajlatkutatói egység

alkalmazott fizikai, kémiai és biológiai leírás változatlan). Az előbbi megállapítás alapjául a modell jelenre vonatkozó eredményei szolgálnak, mivel azzal a feltevéssel élünk, hogy az a modell, amely a jelen klímát jó közelítéssel le tudja írni, annak a jövőbeli változásra vonatkozó eredményeit is reálisnak várjuk. A jövőre vonatkozó RCM szimulációk alapjául GCM-ek szolgáltatják a kezdeti-és peremfeltételeket, így a valósággal az RCM-ek a fizikai törvényeken keresztül tartják fenn a kapcsolatot, nem pedig a megfigyeléseken alapuló kiindulási adatokon át.

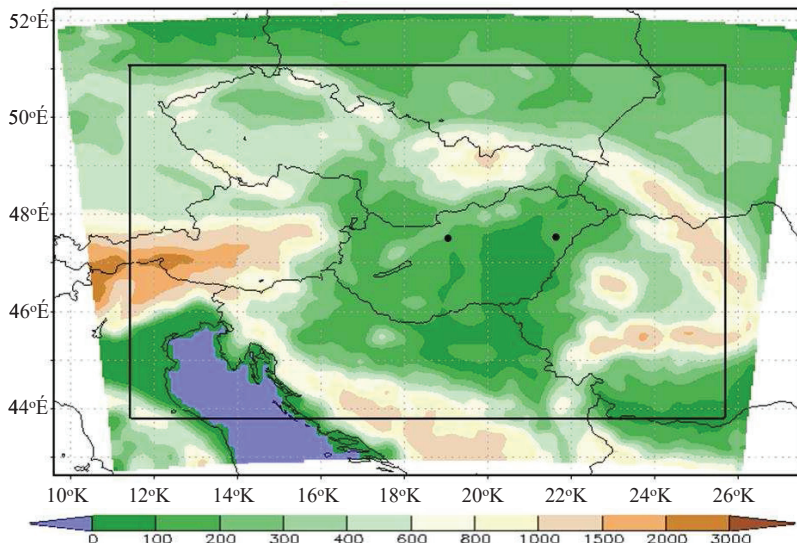
Az eredmények ismertetését először a modell futtatásának a bemutatásával kezdjük. Ezt követően rátérünk a kísérleti futások során észlelt szisztematikum hibára és részletesen bemutatjuk, hogyan sikerült a modell ezen hibáját a parametrizáció finomhangolásával jelentős mértékben csökkenteni. A modell jelen klímára (1961-1990) vonatkozó eredményeinek bemutatása után, pedig rátérünk a jövőbeli várható változások, tendenciák részletes ismertetésére.

3.1. A modell futtatása

A modell futtatása három nagyobb részre osztható: előfeldolgozás, integrálás és az utófeldolgozás. A modell felhasználóbarát voltát jelzi, hogy különböző platformokon futtatható: UNIX (vagy LINUX) operációs rendszer alatt, IBM, SGI, SUN, DEC vagy PC-LINUX (PGI FORTRAN fordító (fizetős), vagy Intel IFC FORTRAN fordító (ingyenes) használatával) számítógépeken. A legújabb fejlesztések közé tartozik, hogy a modellel párhuzamosított futások is végezhetők, ennek beállítása során azonban tekintettel kell lenni a céltartomány horizontális kiterjedésére (az x irányú rácsponatok számának oszthatónak kell lenni a párhuzamos futásra használt processzorok számával).

3.1.1. Előfeldolgozás

Legelső lépésként definiálnunk kell a céltartományunkat, annak méreteit, felbontását és a térképezés módját, valamint később a számítások során használatos vertikális szintek számát. A céltartományunk (3.1. ábra) központi koordinátái Budapest közvetlen szomszédságába estek: Északi szélesség $47,5^{\circ}$ és Keleti hosszúság $18,5^{\circ}$.



3.1. ábra: A Kárpát-medence egészét lefedő integrálási tartomány domborzati térképe (a mértékegység méter). Fekete folytonos vonal jelöli a buffer zóna határát, a vonallal határolt területen kívül eső rácsponti értékeket az eredmények kiértékelése során figyelmen kívül hagytuk. Fekete pontok jelölik a mérőállomásokat (Budapest, Debrecen).

Az előfeldolgozás ezen szakaszában lehetőségünk van a buffer zóna (ütközési/csillapítási zóna) méretének a beállítására is, mely a határfeltételekből érkező információk által keltett zavarok lecsengésére szolgál (ezek a zavaró hatások alapvetően az integrálási tartomány és a kezdeti- és peremfeltételek forrásául szolgáló mező között meglévő felbontásbeli különbségből adódnak). Itt meg kell említenünk, hogy a regionális klímamodellezésben a határfeltételek numerikus kezelése igen fontos, ám igen komplex feladat is egyben. A központ felé terjedő hibák lecsengési módjának kezeléséből adódóan öt különböző lehetséges eljárás közül választhattunk, ezek közül az exponenciálisan lecsengő változatot alkalmaztuk (Davies és Turner, 1977). Az általunk alkalmazott buffer zóna minden irányban 12 rácspont. A beállítás folyamán fontos szem előtt tartani azt a tényt, hogy a RegCM hidrosztatikus modell, ezért 8-10 km-nél finomabb felbontás nem érhető el a használatával. A hidrosztatikus közelítés értelmében a vertikális irányú gyorsulások a horizontális irányú gyorsulásokhoz képest elhanyagolhatóak. Ez a közelítés tartható szinoptikus skálájú folyamatok esetében, azonban a 8-10 km horizontális felbontásnál

finomabb karakterisztikus mérettel rendelkező folyamatokra nem alkalmazható. A felszínre, talajra vonatkozó egyenletek egyensúlyi állapotba kerüléséhez (ebben nagyon fontos szerepe van a talaj nedvességtartalmának) szükséges idő, azaz a felpörgési idő (spin-up time) modellenként változó. A RegCM esetében megoszlanak a vélemények: 1-5 év. A számításigényt szem előtt tartva az 1 év felpörgési idő mellett döntöttünk. A beállítás legfontosabb értékeit a 3.1. táblázat foglalja össze.

3.1. táblázat: Az előfeldolgozási részben elvégzett legfőbb beállítások.

Meghajtó mező	ERA-40
Rácspontok száma (x,y)	120 × 100
Vertikális szintek száma	18
Integrálási idő	1960.01.01-1970.12.31.
Időlépcső	90 s

Legelső lépésben a modell az általunk megadott információk alapján előállítja a domborzatot, a növény-borítottságot, a kezdeti hóval-borítottságot, valamint a szárazföld-tenger maszkot az integrálási tartomány egészére. Ebben a folyamatban különböző felbontású adatbázisok állnak rendelkezésre. A lehetséges adatok közül a tesztelés során a 2° felbontású GLCC (Global Land Cover Characterization¹³) adatbázist használtuk. (A korábban bemutatott BATS modellrész a GLCC adatokat használja, azonban ezek az adatok az AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer¹⁴) adatbázisból származtathatók.)

Az előfeldolgozás következő lépéseként a modell által felkínált lehetséges adatbázisok közül a globális 2,5°-os ERA-40 (Uppala et al., 2005) és az 1°-os felbontású GISST (Global Ice coverage and Sea Surface Temperature¹⁵, Rayner et al., 2006,) adatbázisokat használtuk fel. A GISST adatbázis az 1856-2006. közötti időszakot havi bontásban öleli fel, melyet a RegCM honlapjáról lehetőség nyílik a 1947-2002 időszakra vonatkozóan letölteni. Az ECMWF ERA-40 a Föld egészét lefedő, ellenőrzött, adathiánymentes reanalízis mezőiből interpoláció útján állítja elő a modell a rácsálózatára a kezdeti- és peremfeltételeket. Az így létrehozott mező (Initial and Boundary Conditions¹⁶, ICBC) szolgáltatja a modell számára a szimulációhoz szükséges információkat.

¹³ Globális felszínborítottság jellemzés

¹⁴ Fejlett nagyon nagy felbontású sugárázmérő

¹⁵ Globális jég és tengerfelszíni hőmérséklet

¹⁶ Kezdeti- és határfeltételek

3.1.2. Integrálás

Az előfeldolgozási műveleteket követi a modell tényleges integrálása. A modell „magját” adó blokkok, szubrutinok végzik el az előrejelzéseket. A felpörgési időt is szem előtt tartva a szimulációt 1960 január 1-től indítottuk, így az első egy évet az eredmények kiértékelése során figyelmen kívül hagytuk. Az általunk használt modell 6 órás időközönként frissíti a peremfeltételeket. Az eredmények három nagy csoportban kerülnek kiírásra bináris fájlalba: a légkörre (ATM¹⁷) és a sugárzásra (RAD¹⁸) vonatkozó előrejelzések 6-6 órás, míg a felszíni változók (SRF¹⁹) 3 órás bontásban. Egy regionális klímamodell alkalmazása igen nagy tárigényt támaszt a felhasználóval szemben. A fent közölt beállítások mellett egy szimulált évhez tartozó eredmények 16 Gb tárhelyet foglaltak el.

3.1.3. Utófeldolgozás

Ebben a részben történik a kapott eredmények feldolgozása, megjelenítése, kiértékelése. A RegCM-ben lehetőség van az eredményfájlokból (a bináris fájlokat CTL, azaz leíró fájlalokkal együtt állítja elő a modell) napi/havi átlagok kiszámítására és NetCDF formátumba való konvertálására egy beépített program segítségével. A megjelenítés többek között történhet Grads-ban (<http://www.iges.org/grads/>), R-ben (<http://www.r-project.org/>), vagy Matlab (<http://www.mathworks.com/products/matlab/>) felhasználásával. A modell által felkínált lehetőségeken túl különböző ingyenes programcsomagok segíthetnek az eredményfájlok feldolgozásában. Ilyen ingyenes programcsomag többek között a Climate Data Operator²⁰ (CDO; <http://www.mpimet.mpg.de/cdo>). A számítások és az ábrák elkészítése során Grads-ot, Matlabot, CDO-ot, valamint Excel programokat alkalmaztunk.

3.2. A modell tesztelése, parametrizációs kísérletek

Először a modell tesztelése során alkalmazott beállításokat ismertetjük, azokra vonatkozó eredmények részletezése nélkül. Ezt követően részletesen beszámolunk a

¹⁷ ATM: atmosphere, azaz légkör

¹⁸ RAD: radiation, azaz sugárzás

¹⁹ SRF: surface, azaz felszín

²⁰ Klíma adat operátor

kiválasztott lehetséges legjobb beállítás melletti eredmények kiértékelése során felmerült problémáról (a csapadék nyári időszakban való túlzott felülbecslése). Ezt követően az észlelt hibának a modell nagyskálájú csapadéokra vonatkozó egyes paramétereinek finomhangolásával történő csökkentését ismertetjük. Ezeket a lépéseket követően nyerte el a modell végleges beállítását a Kárpát-medencére és közvetlen környezetére. Ezen elvégzett kísérletek után vált lehetővé a modell hosszabb időszakra való integrálása: először a jelenre: 1961-1990, majd pedig a közeli jövőre: 2021-2050 és végül a távoli jövőre: 2071-2100 vonatkozóan.

A modell felhasználhatóságát, a modell „jóságát” hivatott eldönteni a modell tesztelése. A tesztelés elsősorban a lehetséges választható beállítások melletti szimulációkat jelenti a jelen klímára vonatkozóan. A csapadék előrejelzése jelenti a legnagyobb kihívást a modell számára. Mivel a csapadék térben és időben igen nagy változékonyságot mutat, ezért az integrálási tartományra a megfelelő konvektív csapadék séma megválasztása egyike a legfontosabb döntéseknek. (A modellben összesen négy lehetőség közül választhatunk, erről a modell leírásában volt részletesebben szó.) A konvektív csapadék séma kiválasztása során a nyári időszakra vonatkozó, 1 hónapos szimulációkat végeztünk. (Ugyanis az egyes konvektív csapadéksémák közötti különbség ennyi integrálási idő után is megmutatkozik. Másik nagyon fontos szempont volt a számításgéni. A tesztelés során természetesen csupán egy beállításon változtattunk egyszerre, így megkapva a tisztán a változtatás által kiváltott eltérést, különbséget.)

Természetesen a konvektív csapadék sémákon túl más tényezők is döntően befolyásolják a szimuláció sikerességét. Ilyen nagyon fontos tényező a céltartomány megválasztása (Rauscher et, 2006). A vertikális szintek számának megváltoztatása is módosulásokat okoz a csapadék eredményekben. (A nyílt forráskód lehetőséget nyújt további kísérletek megtervezéséhez. Például a modell forráskódjának átírásával lehetőség van újabb nyomási szintek bevonására, illetve a meglévő szintek számát változatlanul hagyva, azok elhelyezkedésének megváltoztatására. Ennek például a sugárzási folyamatokban fontos szerepet játszó ózon kapcsán van jelentősége. A légkör alacsonyabb (troposzféra) és magasabb régióit képviselő nyomási szintek (sztratoszféra) részletesebb figyelembe vételével esetleg elérhető az ózon sugárzásban betöltött szerepének pontosabb leírása.)

Az összes tesztfuttatás során az integrálási tartomány központi koordinátái a következők voltak: Északi szélesség 47,° és Keleti hosszúság 18,°5. A tesztfuttatások során

alkalmazott rácspont távolságok, pedig 10 km, 20 km, 25 km, 45 km és 50 km voltak. A céltartomány méretének megváltoztatásával is kísérleteztünk. Minden választható (3.2. táblázat) nyomási szint számmal végeztünk kísérletet. Az így kapott eredményeket minden esetben a CRU adatbázissal vetettük össze. A tesztelés során kipróbált beállításokat foglalja össze a 3.2. táblázat.

3.2. táblázat: A modell tesztelése során alkalmazott főbb beállítások.

Felbontás	10 km, 20 km, 25 km, 45 km és 50 km
Rácspontok száma	200 × 100, 140 × 120, 120 × 100, 100 × 80, 94 × 72, 90 × 70
Konvektív csapadék séma	Grell(FC80), Grell(AS74), Kuo, Emanuel
Határfeltételek kezelése	Exponenciálisan- és lineárisan lecsengő
Vertikális szintek száma	14, 18 és 23

Az elvégzett kísérletek alapján a konvektív csapadék sémák közül a Grell(FC80)-at, míg a határfeltételek kezelésében az exponenciálisan lecsengő változatot választottuk ki a további szimulációk elvégzésére. Döntésünket döntően befolyásolták a kapott eredmények, illetve a számítások által támasztott számításigények. Az integrálási tartományunkra, azaz a Kárpát-medencére és közvetlen környezetére a négy választható konvektív csapadék séma közül a Grell (mindkét lezárási eljárással) adott jobb eredményeket a csapadékra vonatkozóan.

3.3. A modell finomhangolása, a Beta verzió kifejlesztése

A csapadék túlzott felülbecslésének mérséklése, esetleges megszüntetése volt a fő cél a paraméterek finomhangolásával. A csapadék képződésében többek között fontos szerepet játszik a domborzat. Az integrálási tartomány, mely teljes egészében magában foglalja a Kárpát-medencét, a Dinári-hegységet, az Alpok keleti nyúlványait és az Adriai-tenger egy részét, komplex topográfijú terület. A jelen fejezetben bemutatásra kerülő mindkét szimuláció esetében a meghajtó kezdeti- és peremfeltételeket az ERA-40 reanalízis adatbázis szolgáltatta. A lényegi különbség a két szimuláció között a csapadékkal kapcsolatba hozható egyes paraméterek értékeiben nyilvánul meg. Az eredmények minden esetben az 1961-1970 közötti dekádra vonatkoznak. Az integrálást egységesen 1960. január 1-től indítottuk, így az 1960-as évet hagytuk meg felpörgési időnek.

A modell által szimulált csapadék mértékének csökkentése érdekében a következő paramétereket változtattuk meg: a felhőből-csapadék autokonverziós ráta értékét 0,0005-ről 0,00025-re csökkentettük, továbbá az esőcsepp párolgási együtthatóját $0,2 \cdot 10^{-4}$ -ről $1,0 \cdot 10^{-3}$ ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1})^{-1/2} \text{s}^{-1}$ -ra megnöveltük, míg az esőcseppek akkréciós rátáját pontosan a felére csökkentettük, azaz 6 helyett $3 \text{ m}^3/\text{kg/s}$ -ra. Ezen paramétereknek a megváltoztatása döntően a nagyskálájú csapadéokra van hatással (Pal et al., 2000). Az új értékek megadása, a szakirodalomban fellelhető források alapján (Kessler, 1969; Le Treut et al., 1994; Seifert et al., 2010; Khairoutdinov és Kogan, 2000; Marcella és Eltahir, 2008; Seifert és Beheng, 2001), valamint a modell fejlesztőivel, illetve a modell fejlesztésével kapcsolatos munkák irányítójával, Filippo Giorgival folytatott szakmai konzultációk útján történt. Ezeknek a paramétereknek megváltoztatása mellett azért döntöttünk, mert igen finom felbontás esetén (jelen esetben 10 km) gyakran előfordulhat, hogy a Grell konvektív csapadék séma nem aktivizálódik. Mivel az alkalmazott modell folyamatos fejlesztésen esik át, ezen okból kifolyólag az általunk megváltoztatott paraméterű modellt RegCM Beta-nak, míg az eredeti (túlzott csapadékot adó) változatot a továbbiakban RegCM3-nak hívjuk. A két modell verzióval elvégzett szimulációk közötti legfontosabb hasonlóságokat, illetve különbségeket a 3.3. táblázat foglalja össze.

3.3. táblázat: A modell finomhangolása során elvégzett kísérletek főbb beállításai. RegCM3 jelöli az eredeti modellt, míg RegCM Beta jelenti a paramétereken elvégzett változtatások utáni modell verziót.

	RegCM3	RegCM Beta
Kormányzó mező	ERA40	
Rácspontok száma	120 × 100	
Vertikális szintek száma	18	
Felpörgési idő	1 év	
Integrálási időtartomány	1960.01.01-1970.12.31.	
Időlépcső	90 s	
Felhőből eső képződési ráta	0,0005	0,00025
Esőcsepp párolgási együttható	$0,2 \cdot 10^{-4} (\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1})^{-1/2} \text{s}^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-3} (\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1})^{-1/2} \text{s}^{-1}$
Esőcsepp akkréciós ráta	$6 \text{ m}^3/\text{kg/s}$	$3 \text{ m}^3/\text{kg/s}$

Mind a két szimuláció esetében a vertikális szintek megegyeztek, így a legfelsőbb nyomási szint 70 hPa-nak felelt meg. Különbségek a táblázat alsó felében elhelyezkedő három paraméter értékeiben mutatkoznak. A felhőből eső képződési ráta megadja, hogy spontán

módon a felhőt alkotó apró folyékony vízcseppecskék mekkora része áll össze esőcseppekké. Az esőcsepp párolgási együtthatója pedig megmutatja, hogy az esőcseppek egységnyi idő alatt milyen ütemben párolognak, azaz válnak cseppfolyós halmazállapotúból légneművé. Az esőcsepp akkréciós rátája az esőcseppek vízcseppekkel való ütközésének a mértékét fejezi ki. Az akkrécióra és az esőcseppképződésre vonatkozó paraméterek értékeinek a lecsökkentése, illetve az esőcseppek párolgási rátájának megnövelése értelemszerűen a nagyskálájú (nem konvektív) csapadék csökkenését eredményezi.

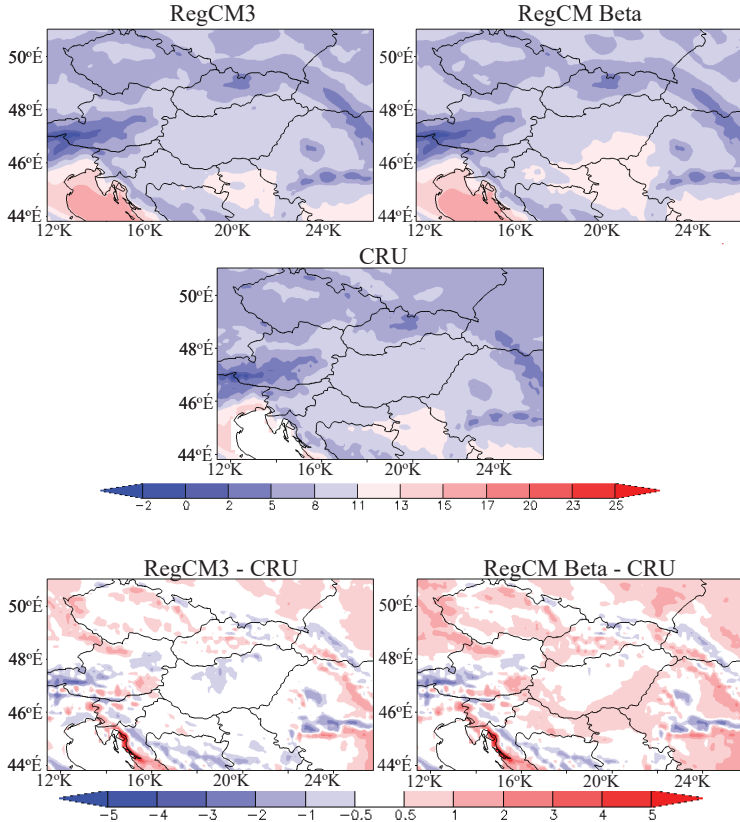
A különbségmezők előállításánál során a buffer zónát levágva, a következő koordinátákkal határolt területre végeztük el az elemzést, valamint a térképes ábrázolást: északi szélesség: 43,°8-51,°045, keleti hosszúság: 11,°4-25,°75. A 3.1 ábrán bemutatott belső tartományra vonatkozó hibamezők számítása az alábbiak szerint történt:

$$\text{Hiba} = \text{RegCM}(\text{évszak: 1961-1990}) - \text{Referencia adatbázis}(\text{évszak: 1961-1990})$$

3.3.1. Hőmérsékletre vonatkozó eredmények (1961-1970)

Ebben az alfejezetben a modell paramétereinek finomhangolása során nyert eredmények kerülnek bemutatásra az 1961-1970 közötti dekádokra vonatkozóan. Az eredmények kiértékelése során területi átlagokat képeztünk. Mivel egy korábbi vizsgálatunk (Bartholy et al., 2006d) a nyári időszak csapadékának túlzott felülbecslését és a hőmérséklet enyhe alulbecslését mutatta ki a RegCM3 eredeti beállításai mellett, ezért a nyári időszakot reprezentáló eredményeknek megkülönböztetett figyelmet szenteltünk. A bemutatásra kerülő különbségtérképek a RegCM3, RegCM Beta és a CRU adataiból állítottuk elő. Az átlagos eltéréseket az egyes területi átlagok különbségeiből határoztuk meg.

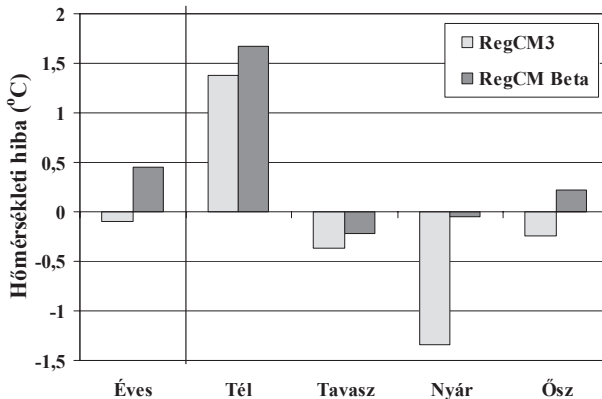
Az 3.2. ábrán az 1961-1970 közötti időszakra vonatkozó éves átlaghőmérsékleteket (RegCM3, RegCM Beta és CRU), valamint a RegCM modelleredmények átlagos éves hiba mezőit mutatjuk be.



3.2. ábra: Az éves átlag 2m-es hőmérséklet (°C) területi eloszlása az 1961-1970 közötti időszakra átlagolva. A felső térképek rendre a RegCM3-ra, RegCM Beta-ra, a középső térkép a CRU adatbázisból származtatott éves átlaghőmérsékletek átlagára vonatkoznak, míg az alsó térképek a RegCM3 és RegCM Beta-ra vonatkozó különbségmezőket (RegCM-CRU) jelentik.

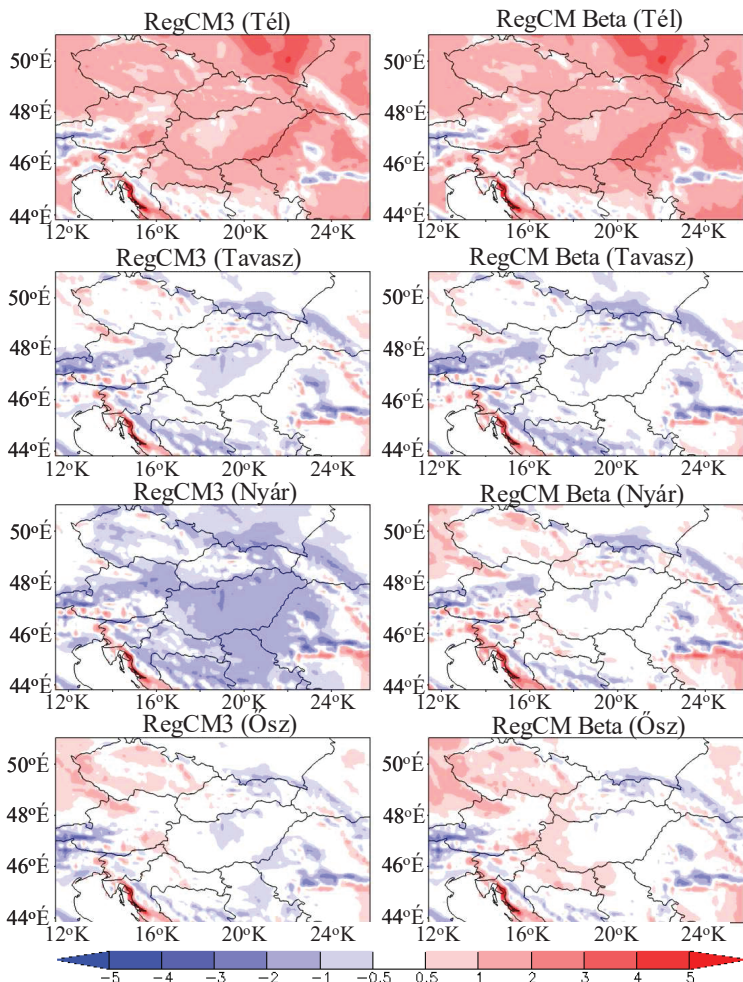
A CRU-ra vonatkozóan regionális szinten finom struktúrájú, topográfiai eredetű, térbeli változékonyságot mutató hőmérsékleti mezőt láthatunk. A Kárpátok vonulatainak, valamint az Alpok keleti nyúlványainak orográfiai hatása a hőmérsékleti mezők megrajzolása során az éves, valamint az évszakos havi átlagos hibákban is egyértelműen megmutatkozik. (A bemutatásra kerülő tartományunkba belógó Adriai-tenger minden CRU térképen fehér színnel jelölt, mivel CRU adatok csupán a szárazföldre vonatkozóan állnak rendelkezésre.)

A RegCM (mint a RegCM3, úgy a RegCM Beta esetében) éves átlageredmények nagyon hasonlóak a CRU adatbázisból származtatott mezőhöz. A 3.2. ábrán jól látható, hogy a 2m-es hőmérsékletet igen jól szimulálta a modell, kiváltképp az alacsonyabb területek felett (ezeket a területeket az ábrán fehér, illetve halvány színárnyalatok jelölik). Magyarország területére vonatkozóan a magasabb területeket képviselő régiókban a RegCM3 egy kissé alulbecsülte a hőmérsékletet. Azonban, amint már említettük, a komplex domborzattal rendelkező integrálási tartományok (mint, amilyen a Magyarországot körülvevő régió), mindig nagy kihívást jelentenek a finom felbontású (pl.: 10 km) klímamodellek számára a klíma reprodukálásában (Halenka et al., 2006). Mind a RegCM3, mind a RegCM Beta területi átlagban kissé felülbecsülte a hőmérsékletet (+0,08 °C és +0,36 °C). A módosított parametrizációval rendelkező RegCM Beta nagyobb mértékben becüsülte felül a hőmérsékletet, mint az eredeti beállításokat tartalmazó RegCM3. A két szimuláció esetében a különbségmezők térbeli eloszlása azonban igen hasonló. Magyarország területére eső rácsponatok figyelembe vételével képzett átlagos éves hőmérsékleti hiba -0,1 °C a RegCM3 és +0,45 °C a RegCM Beta esetében (3.3. ábra).



3.3. ábra: Magyarországi rácsponatok alapján számított RegCM3 és RegCM Beta szimulációk átlagos éves és évszaki hőmérsékleti hibái (°C).

Az egyes futások eredményei közötti különbségekről pontosabb képet kaphatunk, ha az éves mellett az évszakos átlagos hibamezőket is megvizsgáljuk. Az évszakos hőmérsékleti hibamezőket a 3.4. ábra mutatja be.



3.4. ábra: A 2 méteres magasságra vonatkozó hőmérséklet (°C) évszakos átlagos hibamezőinek (RegCM-CRU) területi eloszlása az 1961-1970 közötti időszakra átlagolva. Az ábra bal oldalán szereplő térképek a RegCM3, míg az ábra jobb oldalán lévő térképek a RegCM Beta eredményeiből származnak.

Tavasszal és ősszel a teljes területre átlagolt hibák viszonylag kicsinek tekinthetők (a területi átlagok nem haladják meg a 0,23 °C-ot abszolút értékben). Magyarország területére vonatkozóan hasonlóan alacsony értékeket kaptunk (a területileg átlagolt hiba abszolút

értékben kisebb, mint 0,37 °C). A hibamezők területi struktúrája mind a RegCM3, mind a RegCM Beta esetében nagyon hasonló. A RegCM3 és a RegCM Beta hőmérsékleti eredményeiben lényeges különbséget az 1961-1970 közötti időszak nyarainak eredményeiben találtunk. Lényegében a RegCM3 jelentős negatív hibát produkált Magyarország felett (a hiba mértéke területi átlagban -1,34 °C, mely a 3.3. ábrán látható), míg a RegCM Beta futás során a hiba mértéke abszolút értékben még a 0,05 °C-ot sem haladta meg. Ez azt jelenti, hogy a RegCM Beta jobban vissza tudta adni a Magyarországon tapasztalható forró nyarakat. A legnagyobb hibák azonban télen mutatkoztak mind a két modellfutás esetében. A modellen végzett változtatások ebben az esetben nem okoztak javulást az eredményekben. A területi eloszlások szintén hasonlóak voltak. A területileg átlagolt hibaértékek +1,22 °C (RegCM3) és +1,32 °C (RegCM Beta) voltak a teljes területre vonatkozóan, míg Magyarország területére átlagolva +1,38 °C (RegCM3) és +1,67 °C (RegCM Beta) hibák adódtak (3.3. ábra).

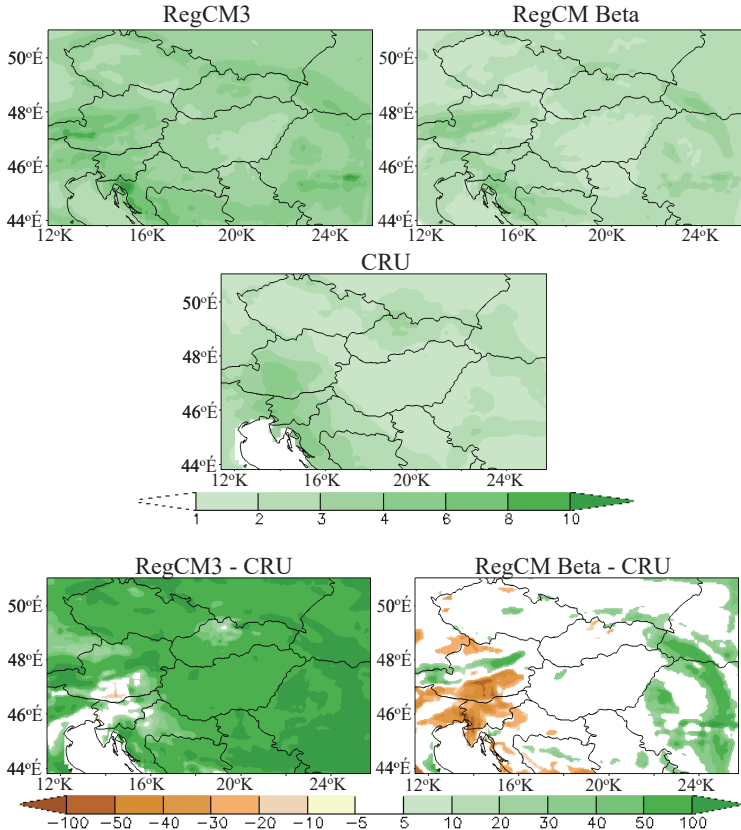
A hőmérsékleti eredményekre vonatkozóan tehát elmondható, hogy a RegCM3 szimuláció a téli évszakot leszámítva a hőmérsékletet alulbecsülte, míg a RegCM Beta szimuláció a nyár és a tavasz kivételével felülbecsülte azt. Összességében a hőmérséklet éves területi eloszlása terén mind a két szimuláció jó egyezést mutatott a CRU adataival. A 10 évre elvégzett szimulációk alapján a RegCM3-on elvégzett módosítások (ezáltal előállítva a RegCM Beta-t) egyértelmű jelentős javulást eredményezett a 2 m-en mért nyári hőmérsékleti értékek szimulálásában. Ezt a megállapítást támasztják alá a 3.4. táblázatban (első két oszlopában) közölt négyzetes hibák is.

3.4. táblázat: A két szimulációból származó hőmérsékletre és csapadékra vonatkozó négyzetes hibák évszakos és éves átlagai magyarországi rácpontok alapján.

	Hőmérséklet (°C)		Csapadék (mm/nap)	
	RegCM3	RegCM Beta	RegCM3	RegCM Beta
Tél (DJF)	+1,3	+1,4	+1,2	+0,6
Tavasz (MAM)	+0,5	+0,5	+2,0	+0,6
Nyár (JJA)	+0,9	+0,5	+2,9	+0,6
Ősz (SON)	+0,5	+0,5	+1,0	+0,4
Éves	+0,5	+0,6	+1,8	+0,5

3.3.2. Csapadékra vonatkozó eredmények (1961-1970)

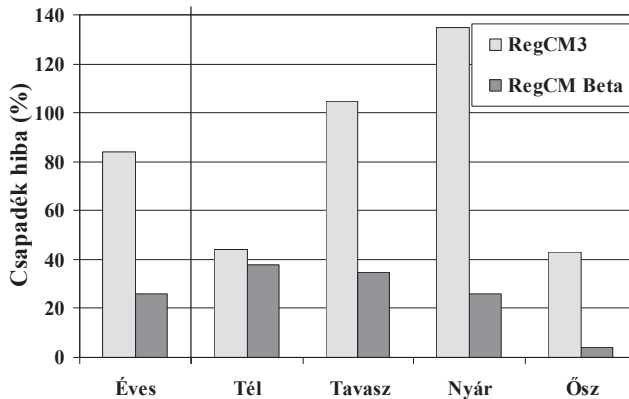
Ebben az alfejezetben az előző részben bemutatottakhoz hasonlóan a RegCM3 és RegCM Beta szimulációk csapadék eredményeit vetettük össze a CRU adatbázissal. A 3.5. ábrán az éves csapadékatlakok vannak feltüntetve, az ábra bal oldalán a RegCM3, míg a jobb oldalán a RegCM Beta futásból származtatott eredményeket ábrázoltuk.



3.5. ábra: Az éves csapadék átlag (mm/nap) területi eloszlása az 1961-1970 közötti időszakra vonatkozóan. A felső térképek rendre a RegCM3, RegCM Beta, a középső térkép a CRU adatbázisból származtatott éves átlagos csapadékméret, míg az alsó térképek a RegCM3 és RegCM Beta szimulációkra vonatkozó különbségmértéket (RegCM-CRU) jelentik %-ban kifejezve.

A RegCM3 esetében az egész integrálási tartományt sötétzöld színárnyalat jellemez, mely a csapadék túlzott felülbecslését jelzi. A RegCM3 integrálása során a csapadék szimulációjának a hibája éves viszonylatban és területi átlagban meghaladta a 85%-ot. A csapadék ilyen arányú felülbecslése indokolta a modell parametrizációjának megváltoztatását, finomhangolását.

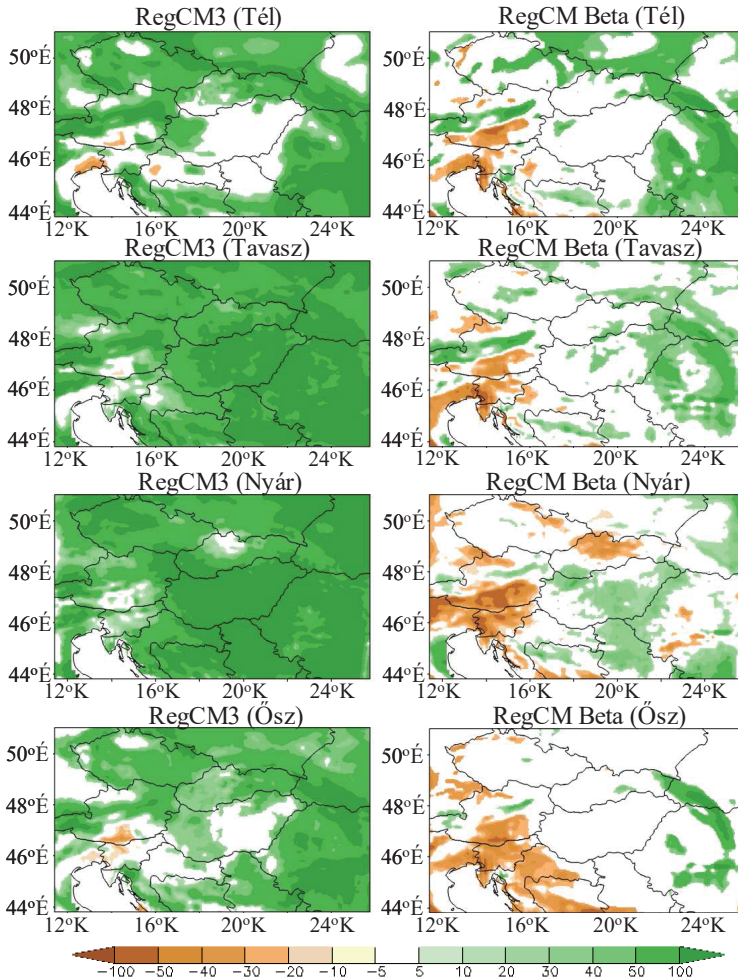
Ezt a hibát a RegCM Beta használatával sikerült jelentős mértékben csökkentenünk. Az így nyert eredmények jelentős javulás mellett 15%-os eltérést mutattak a CRU adataival összevetve. Fontosnak tartjuk megjegyezni azonban, hogy a modell minden évszakban felülbecsülte a csapadékot. Az alacsony és nem komplex domborzattal rendelkező területek felett a nyári csapadék hibákban megfigyelhető javulás szintén jelentős volt. Magyarország területére eső rácsponti csapadék eredmények alapján az éves hiba 84%-ról 26%-ra csökkent, míg a legjelentősebb javulás a nyári csapadékeredményekben mutatkozott meg. Magyarországi rácspontok alapján képzett területi hiba átlagokat a 3.6. ábra foglalja össze.



3.6. ábra: A RegCM3 és RegCM Beta területileg átlagolt éves és évszakos csapadék hibái (%) Magyarország területére eső rácspontok alapján.

A CRU adatokkal összevetve a modelleredményeket, a legnagyobb hibák a hegyvidéki területeken mutatkoztak. Az egyedüli régió, ahol a modell mind a két esetben kevesebb csapadékot jelzett előre (a RegCM Beta esetében az alulbecslés mértéke jelentősebb, mint ahogyan az a 3.5. ábra alsó részén is jól látható), az Alpok dél-keleti vonulatai. Ez a jelenség valószínűsíthetően annak a következménye, hogy a domborzat nem kellően pontosan van

reprezentálva a modellben, így az orografikus felhajtóerő csapadékkeltő hatását az integrálási tartomány ezen részén alulbecsüli a modell. Az 1961-1970 közötti időszakra átlagolt évszakos hibákat a 3.7. ábrán mutatjuk be.



3.7. ábra: A csapadék évszakos átlagos hibamezőinek (%) (RegCM-CRU) területi eloszlása az 1961-1970 közötti időszakra átlagolva. Az ábra bal oldalán szereplő térképek a RegCM3, míg az ábra jobb oldalán lévő térképek a RegCM Beta eredményeire vonatkoznak.

A RegCM3 és RegCM Beta évszakos csapadék hibamezői szerkezetüket tekintve hasonlóak, a hibák mértékét tekintve, azonban lényeges eltérések állapíthatók meg (3.7. ábra). A RegCM3 eredményekben minden évszakban a teljes értelmezési területre vonatkozóan a csapadék erőteljes felülbecslése mutatkozik meg: télen 82%, tavasszal 98%, nyáron 108% és ősszel 65% a csapadék felülbecslésének a mértéke. Magyarországra vonatkozóan ezek az értékek: télen 44%, tavasszal 105%, nyáron 135% és ősszel 43% (3.6. ábra). A modell fizikai parametrizációjának finomhangolásának eredményeképp jelentős mértékben sikerült ezeket a magas hibaértékeket csökkenteni: a RegCM Beta évszakos hibáinak egyike sem haladja meg a teljes bemutatásra kerülő területre vonatkozóan a 47%-ot (3.7. ábra jobb oldala). Az évszakos hibák területi átlagai 47% télen (Magyarországon 38%), 26% tavasszal (Magyarországon 35%), 7% nyáron (Magyarországon 26%) és -2% ősszel (Magyarországon 4%).

A csapadéokra vonatkozó éves és évszakos négyzetes hibák a 3.4. táblázat utolsó két oszlopában vannak feltüntetve. Ezen eredmények tükrében kijelenthető, hogy a RegCM Beta alkalmazása jelentősen kisebb hibákat eredményezett, mint a RegCM3: éves viszonylatban a négyzetes hibát sikerült 73%-kal csökkenteni, míg az évszakokra vonatkozóan a hibák csökkentésének mértékei a következők voltak: 46%, 71%, 78% és 58% (tél, tavasz, nyár és ősz).

A RegCM3 heves esőzéseket szimulált hegyvidéki környezetben (kivéve a korábban megemlített Alpok dél-keleti nyúlványát) a nyári hónapokban (június, július, augusztus). A RegCM3 által jelzett minimum és maximum csapadéku helyek nem esnek egybe a CRU adatbázisból számítottakkal, továbbá a céltartomány déli részében szokatlanul nagy csapadékat jelzett több, kisebb kiterjedésű területre koncentrálna. A megfigyelésekben a csapadékmáximumok a magasabb területek (Alpok, Kárpátok) környezetében jelentkeztek, jellemzően 5mm/nap-os átlagértékkel, míg a RegCM3 eredmények gyakran a 10 mm/nap-os értéket is meghaladták ugyanezen területek környezetében. Ugyanakkor a RegCM Beta esetében a csapadék kevésbé intenzív, struktúráját tekintve a megfigyelésekhez közelebb álló, bár bizonyos szempontból attól eltérő. Az előrejelzett csapadék alulbecsült az Alpok délkeleti részén, illetve Szlovákia északi területein (Pl.: Tátra). Ennek lehetséges oka lehet a már korábban említetten kívül az, hogy a magasabb területek mérőhálózatának sűrűsége, a mérések pontossága nem kellően reprezentatív.

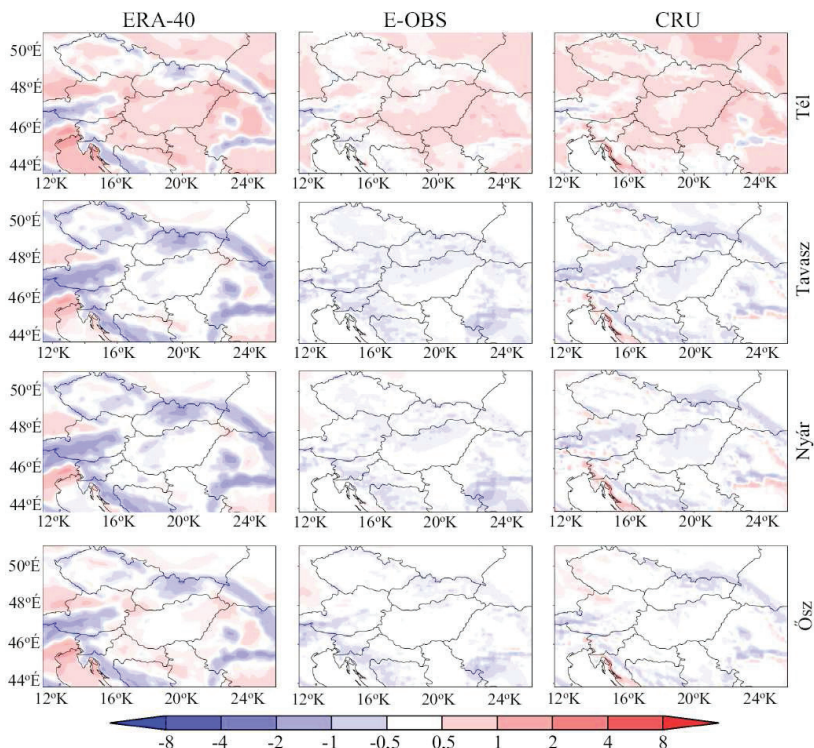
Összefoglalva a fenti, csapadékra vonatkozó eredményeket, tehát megállapítható, hogy a RegCM3 a csapadékat valószínűtlen módon szimulálta, területi átlagban az évszakos hiba minden évszak esetében 60%-ot meghaladó volt. A RegCM Beta alkalmazása a valósághoz sokkal közelebbi eredményekhez vezetett. A hibákat jelentős mértékben sikerült lecsökkenteni, kiváltképp a nyári időszakra vonatkozóan. A RegCM Beta alkalmazása során kapott eredmények nem csak területi eloszlásukban hasonlók a CRU adatokhoz, hanem azok értékeihez is. Annak ellenére, hogy az elvégzett változtatások a modell szárazabbá tételéhez vezettek, bizonyos területeken (főleg hegyvidéki környezetben) a csapadék felülbecslése továbbra is fennáll.

4. A modell validálása: a jelen klíma modellezése

Annak érdekében, hogy egy regionális klímamodellt a jövőbeli változások leírására alkalmazhassunk, először tesztelni kell, hogy a modell képes-e reprodukálni a jelenlegi klímát. Először a referencia időszakra futtattuk a modellt az előző fejezetben ismertetett módosított parametrizációk alkalmazásával. A modellt az 1960. január 01 - 1990. december 31. közötti időszakra integráltuk, de a számítások első éve az egyenletek felpörgési ideje miatt még nem tartalmaz értékes adatokat, s ezért, az előző fejezetben alkalmazott eljárásokhoz hasonlóan, nem képezi vizsgálatok tárgyát. Ennek megfelelően ebben a fejezetben a modell teszteléséhez bemutatásra kerülő eredmények mind az 1961-1990-es időszakra vonatkoznak. A validálás során a modelleredményeket összevetettük a megfigyeléseken alapuló adatokkal. Az összehasonlításban a CRU adatokat, a meghajtó mezőként is szolgáló ERA-40 reanalízis adatbázist, az ENSEMBLES project E-OBS 1.0 verziójú adatbázisát (a továbbiakban E-OBS, Haylock et al., 2008), valamint az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) két állomási adatsorát (Budapest, Debrecen) használtuk fel. Az E-OBS adatbázis $\frac{1}{4}$ fokos horizontális felbontásban (ez hozzávetőlegesen 25 km-es felbontásnak felel meg) áll rendelkezésre a teljes szimulációs időszakra. Az E-OBS adatbázis hőmérsékleti és csapadék adatsorait használtuk fel a napi adatokon alapuló vizsgálatainkhoz. Bi-lineáris interpoláció útján a referenciául szolgáló CRU, ERA-40 és E-OBS adatbázisokat a modelleredményekkel azonos rácsalózatra transzformáltuk annak érdekében, hogy a szimulációk, s a mért adatok összehasonlíthatók legyenek.

Az integrálási tartományunk a Kárpát-medence egészét és közvetlen környezetét foglalja magába (3.1. ábra) 10 km-es horizontális felbontásban. A tartomány horizontális, illetve meridionális kiterjedése 120 x 100 rácspont, ebből a buffer zóna 12 rácspontot tesz ki minden irányban. A céltartományt északon és keleten a Kárpátok vonulatai, nyugaton az Alpok keleti nyúlványai, délen a Dinári-hegység és az Adriai-tenger észak-keleti szelete határolják. A céltartományunk relatív kis kiterjedése miatt nem várható el, hogy a modell a tartományba érkező szinoptikus képződményeket alapvetően módosítsa. Ennek vizsgálatára a modell validálásának első lépésében az ERA-40 adatbázisból származtatott 500 hPa-ra vonatkozó geopotenciál magasságok szórásnégyzetét vetettük össze a modell eredményekből számítottakkal. Kis különbségek ugyan megfigyelhetők voltak, azonban semmilyen szisztematikus struktúrával jellemezhető eltérések nem mutatkoztak. Validációt szolgáló további vizsgálataink arra irányulnak, hogy megállapítsuk, a modell milyen korlátok mellett képes szimulálni a felszínközeli klímát (hőmérséklet, csapadék) az ERA-40 által szolgáltatott információk által meghajtva, illetve a lokális topográfiai hatások milyen mértékben érvényesülnek?

Következő lépésként az átlagos klimatikus viszonyokat, illetve az évközi változékonyságot vizsgáltuk meg. Minden elvégzett vizsgálat a belső tartományra vonatkozik (3.1. ábra), ennek érdekében a buffer zónát leválasztottuk, ahol a peremfeltételek hatása maximálisan érvényesül. Ahol az ábrák, illetve számszerű értékek nem a belső tartományra vonatkoznak, ott minden esetben külön jelezzük azt. A 4.1. és 4.2. ábrák tartalmazzák az ERA-40, E-OBS és CRU adatbázisokból származtatott hőmérsékleti és csapadék hibák évszakos térbeli eloszlását a teljes 30 éves időszakra (1961-1990) átlagolva.

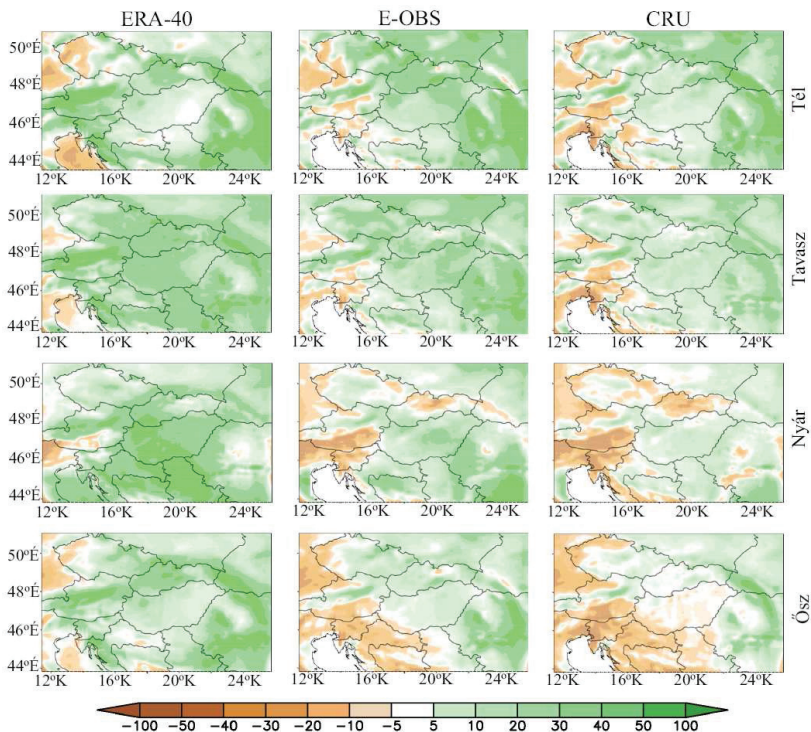


4.1. ábra: Az ERA-40 (bal oldalon), az E-OBS (középen) és a CRU (jobb oldalon) adatbázisoktól vett átlagos felszíni hőmérsékleti (°C) hibamezők évszakos (tél, tavasz, nyár, ősz, fentről lefelé) területi eloszlása a referencia (1961-1990) időszakra átlagolva.

Az E-OBS és CRU adatbázisoktól vett eltérés minden évszakban -1 °C és $+1\text{ °C}$ közötti a tartomány nagyobb részén, kivéve télen, mikor a hiba többnyire 0 °C és $+2\text{ °C}$ közöttinek mutatkozott. Az ERA-40 reanalízis adatoktól vett eltérés -4 és $+4\text{ °C}$ között változik, meg kell azonban jegyeznünk, hogy a legmagasabb értékek hegyvidéki környezetben mutatkoztak. Ez a hatás egyértelműen a két adathalmaz eltérő térbeli felbontásával magyarázható. Mind a három adatbázisról vett eltérésnél télen meleg, míg tavasszal, nyáron és ősszel hideg hiba mutatkozik. A belső tartományra vonatkozó E-OBS adatbázisról vett átlagos hibák: $+0,8\text{ °C}$ télen, $-0,5\text{ °C}$ tavasszal, $-0,4\text{ °C}$ nyáron és $-0,3\text{ °C}$ ősszel, míg ugyanezek az értékek valamelyest kisebbek a CRU adatbázis esetében ($+1,0\text{ °C}$ télen, $-0,4\text{ °C}$ tavasszal, $-0,3\text{ °C}$ nyáron és $-0,2\text{ °C}$ ősszel). Az ERA-40 adatbázisból származó

adatokkal való összehasonlítás nagyobb hibaértékeket eredményezett: $+0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ télen, $-0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ tavasszal, $-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ nyáron és $-0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ősszel. Az általunk kapott negatív hibák kisebbek, Csima és Horányi (2008) munkájában közöltekénél, ahol egy másik RCM hasonló tartományra elvégzett szimulációjának eredményeit ismertetik. Az E-OBS adatoktól vett legnagyobb eltérések (közel $2\text{ }^{\circ}\text{C}$) a Kárpát-medence keleti részén, míg a hőmérséklet alulbecslésére utaló jelek az Alpok, illetve a Balkán partvidéki régióiban figyelhetők meg. A magasabb - 1000 m tengerszint feletti magasságú - területeken a hőmérséklet alulbecslésének oka többek között lehet a relatív kevés magasan elhelyezkedő mérőállomás, valamint az állomási adatok topográfiai korrekciójának a hiánya. A modell őszi átlagos hőmérsékleti hibái mutatkoztak a legkisebbnek a tartomány legnagyobb részén. Összességében a szimulációnk során adódó hibák kisebb mértékűnek mutatkoztak a hasonló tartományra lefuttatott 20 km-es horizontális felbontású RegCM3 eredményeinél (Gao et al., 2006), illetve a kapott hőmérsékleti hibák a jelenleg legfejlettebbnek számító modellekkel elérhető hibahatárokon belülnek tekinthetőek (Giorgi és Mearns, 1999; Heikkilä et al., 2010).

1961-1990 közötti időszakra vonatkozó évszakos csapadék hiba mezőket a 4.2. ábrán foglaltuk össze.



4.2. ábra: Az ERA-40 az E-OBS és a CRU adatbázisoktól vett átlagos csapadék (%) hibamezők évszakos területi eloszlása a referencia (1961-1990) időszakra átlagolva.

Az E-OBS adatbázistól vett, belső tartományra átlagolt hibákban minden évszakban a csapadék felülbecslése mutatkozik meg: télen 49%, tavasszal 40%, nyáron 23% és 16% ősszel. A CRU adatokkal való összehasonlításból minden egyes évszakra alacsonyabb eltérések adódtak: 35% télen, 25% tavasszal, 5% nyáron és 3% ősszel, sőt az integrálási tartomány egyes középső és dél-nyugati területein negatív hibák is mutatkoztak, azaz a modell kevesebb csapadékot szimulált az adott régióra. A 4.2. ábráról leolvasható, hogy a modell a referenciául szolgáló adatbázistól függetlenül a csapadékot többnyire alábecsülte a tartomány nyugati vidékein. Ez a jelenség arra utalhat, hogy a tartomány ezen részére még mindig erős hatást gyakorolnak a peremfeltételek, annak ellenére, hogy ezek a területek már nem képezik a buffer zóna részét. A legnagyobb pozitív csapadék hibák télen és tavasszal

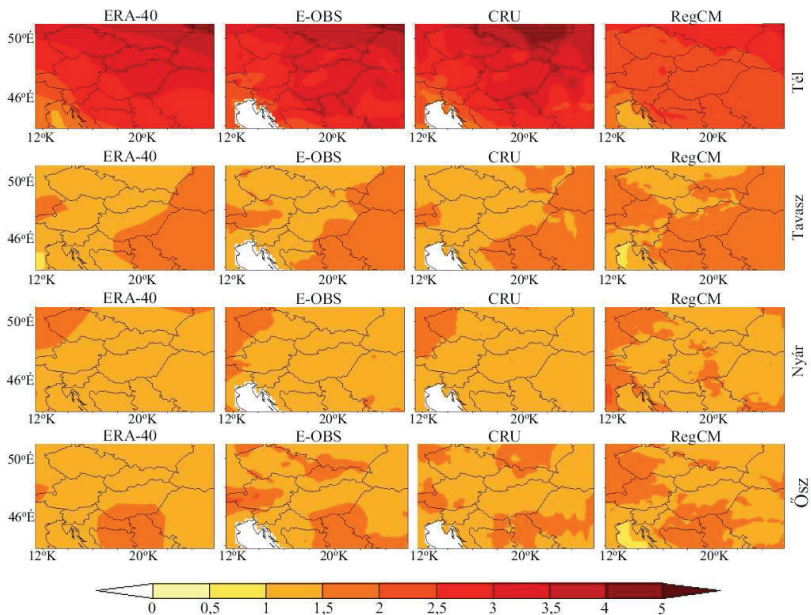
mutakoztak a Kárpátok vonulatai mentén. Ahogy korábban említettük, ezek a jelentős hibák (30-40%) a megfigyelésekből is adódhatnak (Adam és Lettenmaier, 2003). Az általunk talált csapadék hibák hasonlóak Csima és Horányi (2008) munkájában közöltekhöz, ahol a bemutatott eredményekben a tél kivételével kissé magasabb hibák mutakoztak.

Az ERA-40 reanalízis mezővel történt összevetésből kitűnik, hogy szinte a tartomány egészén magasabb hibaértékek adódtak. A belső tartományra átlagolt hibaértékek a következők szerint alakultak: télen 47%, tavasszal 54%, nyáron 52% és ősszel 42%. Ez azt jelenti, hogy a modell az ERA-40 reanalízis adatbázisához viszonyítva szinte a teljes tartományon a csapadékot felülbecsülte. A tartományunk belsejére (Magyarország) nézve a CRU és E-OBS adatbázisoktól vett eltérések minden évszakban 20% alattiak.

A modell validálásához felhasznált adatbázisok közül a legfinomabb felbontással bíró CRU adatokkal történt egymintás t-próba vizsgálatok alapján a következő megállapítások tehetők: Magyarország területének túlnyomó részén az éves és évszagos hőmérsékleti és csapadék hibamezők többnyire statisztikailag szignifikánsnak mutakoztak, kivéve ősszel.

A szimulált hőmérséklet és csapadék évszagos változékonyságát (IAV)²¹ kiszámítottuk és összevetettük az ERA-40, az E-OBS és a CRU adatbázisból származtatott IAV-kal a referenciául szolgáló 30 éves, 1961-1990 közötti időszakra vonatkozóan (4.3. és 4.4. ábra).

²¹ Interannual Variability , IAV



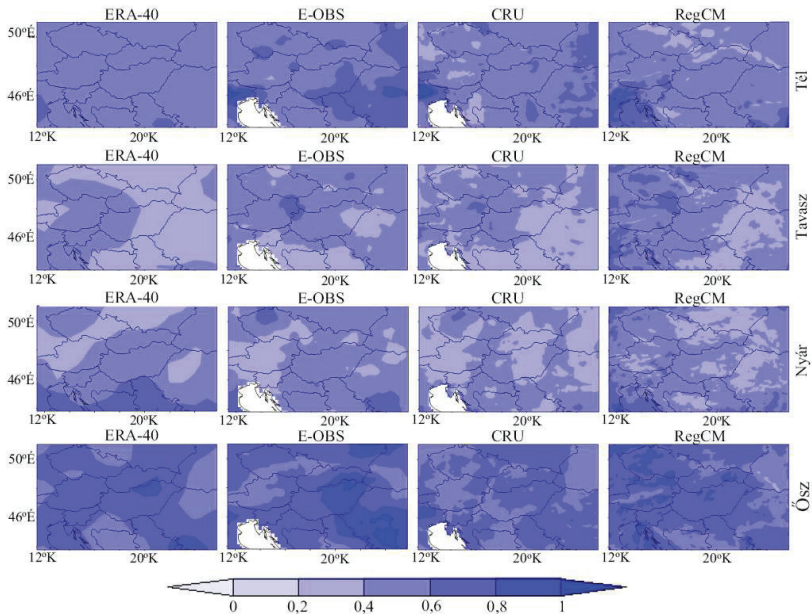
4.3. ábra: Évszakos hőmérsékleti változékonyságok az ERA-40, E-OBS, CRU adatbázisokból és RegCM modell szimulációból származtatva. Az adatok °C-ban vannak megadva.

Az évszakos változékonyságot a hőmérséklet esetében a szórásnégyzettel, míg a csapadék esetében az átlaggal normált szórásnégyzettel (Räisänen, 2002) definiáltuk. (Mivel a csapadék alulról korlátos – nem vehet fel negatív értéket – a szórásnégyzetében mutatkozó változások feltehetően közelítőleg arányosak az átlagos csapadékban jelentkező változásokkal. Az általunk alkalmazott változékonyság ennek számszerűsítésében segít.) A 4.1. táblázat foglalja össze a belső tartományra vonatkozó, az ERA-40, az E-OBS, a CRU és a modell szimulációs eredményekből számított évszakos hőmérséklet és csapadék változékonysági értékeket.

4.1. táblázat: A belső területre átlagolt hőmérséklet és csapadék megfigyelt és szimulált évszakos változékonysága. Az évszakos változékonyságot a hőmérséklet esetében (°C) a szórásnégyzettel, míg a csapadék esetében (mértékegység nélküli) az átlaggal normált szórásnégyzettel definiáltuk.

	Hőmérséklet				Csapadék			
	ERA	E-OBS	CRU	RegCM3	ERA	E-OBS	CRU	RegCM3
Tél	2,9	3,1	3,1	2,3	0,48	0,58	0,52	0,51
Tavaszi	1,4	1,5	1,5	1,5	0,40	0,44	0,41	0,48
Nyár	1,4	1,4	1,4	1,4	0,49	0,46	0,41	0,46
Ősz	1,4	1,5	1,4	1,5	0,65	0,72	0,62	0,68

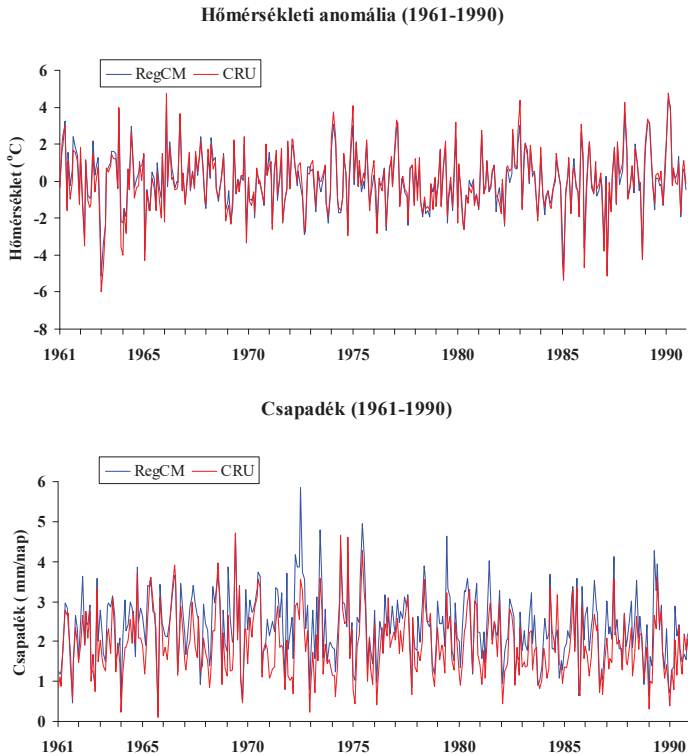
A modell, egy télen jelentkező maximummal volt képes a hőmérséklet évszakos változékonyságát visszaadni, mely maximum mind a három referenciául szolgáló (ERA-40, E-OBS, CRU) adatbázis esetében is megnyilvánul. A szimulált és megfigyelt évszakos változékonyságban a legnagyobb eltérés télen mutatkozott, amikor a szimulált érték az ERA-40 adataihoz képest 0,6 °C, illetve az E-OBS és CRU esetében 0,8 °C-kal volt alacsonyabb. A többi évszakban a hiba elhanyagolhatóan kicsi, csupán pár tized °C. A 4.3. ábra mutatja a szimulált és megfigyelt hőmérséklet évszakos változékonyságát. A modell alapvetően minden évszakban szimulálni tudta a változékonyság térbeli eloszlását. Mind a térbeli eloszlás, mind pedig a változékonyság erőssége terén a legjobb egyezés összességében mutatkozott meg. A szimulált hőmérséklet évszakos változékonysága a megfigyelésekhez közeli értékeket vett fel tavasszal és nyáron is, annak ellenére, hogy a céltartomány közepén elterülő alacsonyabb fekvésű területeken magasabb értékek jelentek meg. Télen, pedig a modell a tartomány központi régióiban a változékonyságot alulbecsülte, azonban a megfigyelésekben megjelenő észak-dél irányú gradienst jó egyezéssel reprodukálni tudta.



4.4. ábra: Évszakos csapadék változékonyságok az ERA-40, az E-OBS, a CRU adatbázisból és a RegCM modell szimulációból származtatva. Az adatok mértékegység nélküliek.

A csapadékra vonatkozó évszakos változékonyságok (átlaggal normált szórásnégyzet) erős térbeli különbségeket mutatnak (4.4. ábra). Az ábra alapján megállapítható, hogy a modell a megfigyelésekhez mérten nagyobb térbeli változékonyságot produkált a tartomány nyugati határánál, mely a referenciál szolgáló adatbázisok durvább felbontásából, valamint a megfigyelési adatok interpolációs hibájából egyaránt adódhat (Hofstra et al., 2009). A csapadék változékonyságára vonatkozóan a megfigyelésekkel jó egyezést mutató eredményeket szolgáltatott a modell (4.1. táblázat). Tavasszal és nyáron a modell a csapadék változékonyságának jó térbeli eloszlását adta (pl. tavasszal Ausztria keleti részén mutatkozó maximum). A szimulált változékonysági értékek nagyságrendileg a megfigyelésekhez közelinek adódtak, azonban egyes regionális elemek nem jelentek meg helyesen a modell eredményekben (pl. télen a Kárpátok keleti láncain és ősszel a Kárpátok délkeleti vonulatainál, illetve a Cseh Köztársaság észak-nyugati részén). A hőmérsékleti eredményekhez hasonlóan a modell alapvetően jól visszaadta az évszakos változékonyságok éves menetét, egy ősszel jelentkező jelentős maximummal.

A 4.5. ábrán mutatjuk be a belső tartományra átlagolt, a klimatikus (1961-1990) átlagtól vett eltérések évközi menetét a hőmérsékletre, valamint a napi csapadékösszegek havi átlagait.



4.5. ábra: A belső tartományra átlagolt szimulált és megfigyelt havi hőmérsékleti (°C) anomália és csapadék (mm/nap). A rendelkezésre álló legfinomabb felbontással bíró adatbázis, a CRU szolgált referenciául.

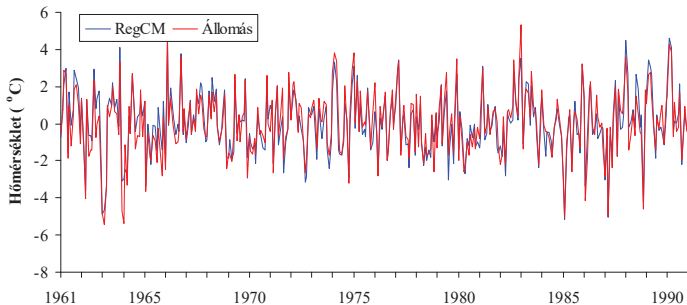
A szimulált és a megfigyelt (CRU) hőmérsékleti adatsorok közötti magas korrelációs együttható (0,97) támasztja alá, hogy a modell képes volt a megfigyelésekhez közeli eredményeket előállítani. A legnagyobb eltérések télen mutatkoztak (pl. 1964 januárjában, amikor a hiba 2,5 °C közeli értéket vett fel). Az évtizedes skálán jelentkező változásokat is reprodukálni tudta a modell, például jól azonosíthatóak az 1970-es évek közepén és az 1980-as évek végén észlelt maximumok. A havi csapadéket is jó közelítéssel adta vissza a modell, melyre a szintén magas 0,87 korrelációs együttható a bizonyíték. Az, hogy a modell a

csapadékok jellemzően felülbecsülte, a 4.5. ábráról is könnyen leolvasható, valamint az, hogy a modell az évszakos és évközi változékonyságot a megfigyelésekkel egybecsengően szimulálta.

Kisebb léptékű, lokális folyamatokra irányítva a figyelmet a 4.6. és 4.7. ábrák összegzik a szimulált és az általunk kiválasztott kettő OMSZ mérőállomási (Budapest és Debrecen) adatsorainak összehasonlítását.

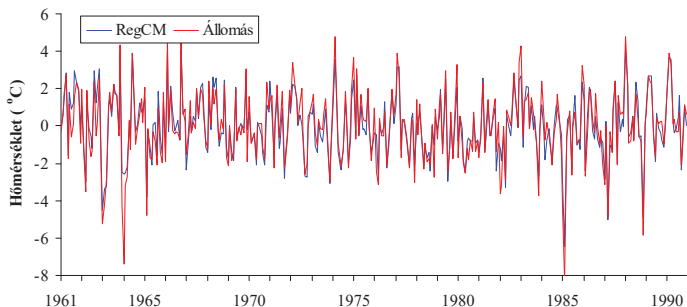
a,

Hőmérsékleti anomália, Budapest (1961-1990)



b,

Hőmérsékleti anomália, Debrecen (1961-1990)



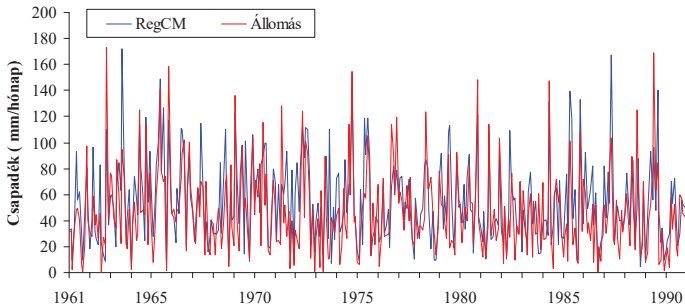
4.6. ábra: Szimulált (kék vonal) és megfigyelt (piros vonal) havi átlagos hőmérsékleti anomáliák (a) Budapesten és (b) Debrecenben az 1961-1990 közötti időszakban. A mértékegység °C.

A mérőállomási adatokkal történő összehasonlító vizsgálatokat minden esetben az adott állomáshoz legközelebb eső rácsponti adatsor felhasználásával végeztük el. Havi hőmérsékleti anomáliák (4.6. ábra) vonatkozásában a teljes 1961-1990 közötti időszakban a legnagyobb

hiba Budapesten $-1,1$ °C, míg Debrecen esetében $0,5$ °C volt. Budapesten a hőmérséklet alulbecslésének jelentős többsége a meleg nyári hónapok során jelentkezett, míg a Debrecenhez legközelebb eső rácspontról esetében a modell felülbecsülte a téli hőmérsékleteket. Mind a két állomás esetében a modell jól szimulálta mind az évszakos, mind az évtizedenkénti változásokat. Budapest és Debrecen esetében a szimulált és a megfigyelt értékek között a korrelációs együttható hasonlóan magas értéket vett fel: $0,93$.

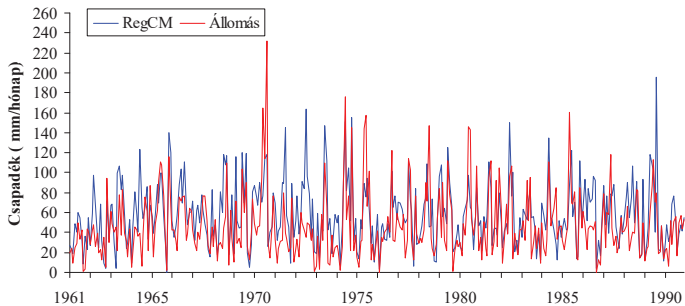
a,

Csapadék, Budapest (1961-1990)



b,

Csapadék, Debrecen (1961-1990)

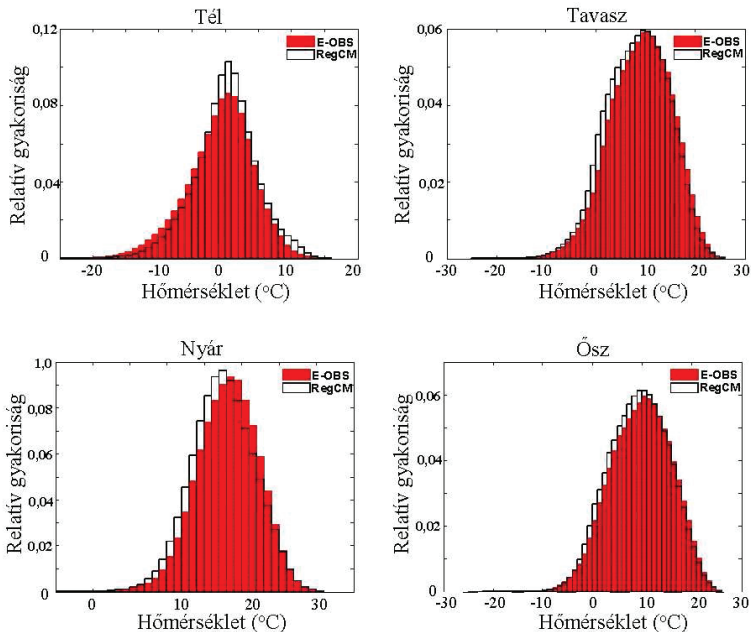


4.7. ábra: Szimulált (kék vonal) és megfigyelt (piros vonal) havi csapadékösszeg Budapesten (a) és Debrecenben (b) az 1961-1990 közötti időszakban. A mértékegység mm/hónap.

Havi csapadékösszeg vonatkozásában jobb eredmények adódtak Budapestre, mint Debrecenre. A teljes, 30 év feletlő időszakban (1961-1990) az átlagos hiba Budapest esetében 7 mm/hónap, míg Debrecenben az átlagos hiba 11 mm/hónap körüli értéket vett fel.

Ősz kivételével a modell minden esetben felülbecsülte a csapadékot mind a két állomás esetében. A modell évszakos és éves változékonysága a megfigyeléseknek megfelelő volt. Az általunk felhasznált, meglehetősen korlátozott számú állomási adatsor (Budapest és Debrecen) ellenére kijelenthetjük, hogy a finomabb térbeli skálára való áttérés nem okozott lényeges romlást az eredményekben, azaz nem vezetett a hibák növekedéséhez.

Az eddig bemutatott eredmények mind évszakos, illetve havi átlagokra vonatkoztak. A következőkben napi átlaghőmérséklet és napi csapadék adatokkal történt vizsgálataink kerülnek bemutatásra. Ezen vizsgálataink elvégzéséhez az E-OBS adatbázisát használtuk fel. Először a belső tartományba eső rácspontok napi hőmérsékleti adatai alapján képzett eloszlásokat mutatjuk be (4.8. ábra).

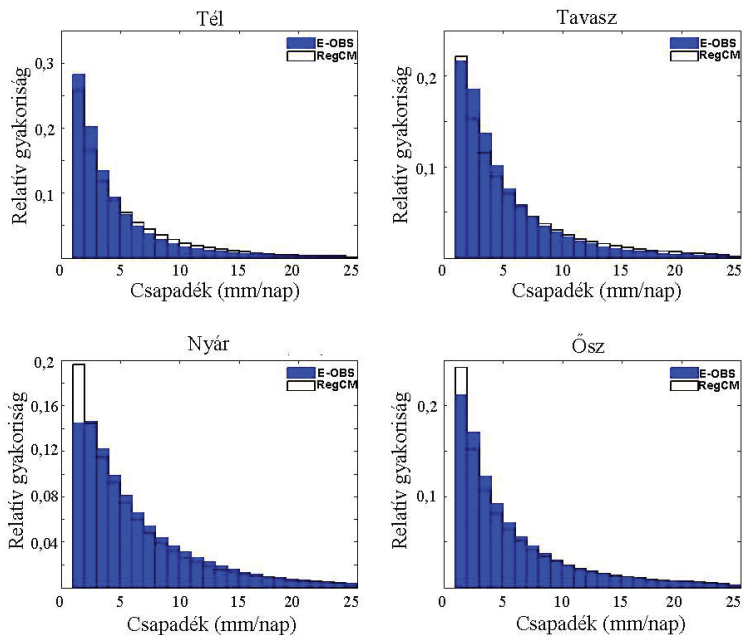


4.8. ábra: Szimulált (RegCM, fehér) és megfigyelt (E-OBS, piros) rácsponti napi hőmérséklet évszakos eloszlása. A számítások során minden, a belső tartományba eső rácsponti értéket figyelembe vettünk.

A modell a megfigyelésekkel közel megegyező eredményeket adott tavasszal és ősszel. Télen a szimulációból származtatott eloszlás formáját tekintve a megfigyelésekéhez

képest csúcsosabb és valamelyest a magasabb hőmérsékleti értékek felé tolódott. A többi évszakra vonatkozóan ugyanakkor azt láthatjuk, hogy a szimulált értékek inkább az alacsonyabb értékek felé tolódtak el kissé, azaz az alacsonyabb hőmérsékletek gyakoribbak a szimulációban, mint az a valóságban megfigyelhető volt. Minden évszakban az eloszlások szélességei alapvetően konzisztensnek mutatkoztak a megfigyelésekével.

A napi csapadék vizsgálatoknál az 1 mm-nél nagyobb csapadékösszegű napokat („csapadékos nap”, Sansom és Renwick, 2006) vettük figyelembe a belső tartományba eső rácspontok alapján. A szimulált és a megfigyelt napi csapadékösszegek normált eloszlását mutatja be a 4.9. ábra.

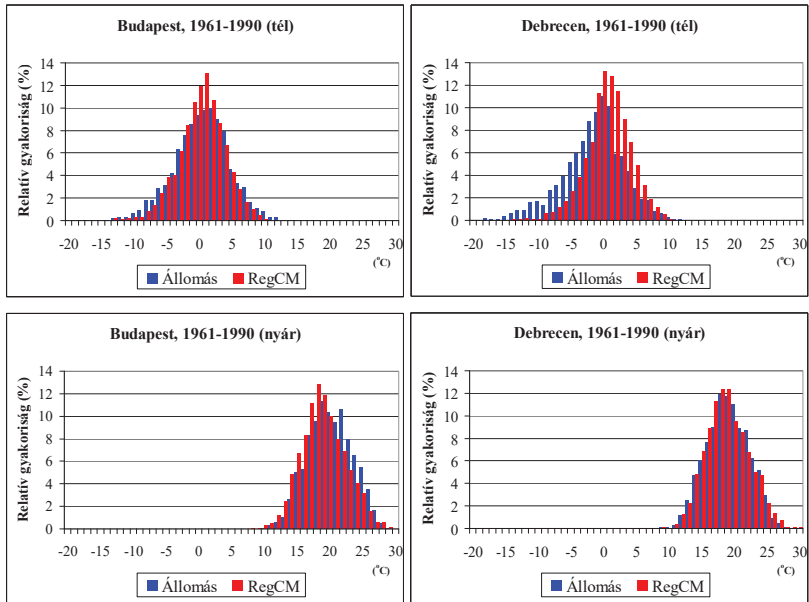


4.9. ábra: Szimulált (RegCM, fehér) és megfigyelt (E-OBS, kék) napi csapadékösszegek évszakos eloszlása. A számítások során minden, a belső tartományba tartozó rácsponti értéket figyelembe vettünk. Az eloszlásfüggvényeket a vonatkozó csapadékos napok (olyan napok, amikor a csapadékösszeg meghaladta az 1 mm-t) számával normáltuk.

Tél kivételével minden évszakban felülbecsülte a modell a legalacsonyabb csapadék kategóriájú események (< 2 mm/nap) gyakoriságát. Télen a kicsapadékú események

(< 5 mm/nap) gyakoriságát a modell alul, míg a nagyobb csapadékú események gyakoriságát felülbecsülte, ugyanakkor ennek ellenkezője figyelhető meg nyáron. A 10 mm-nél kisebb napi csapadékösszegű események gyakoriságában kisebb eltérések figyelhetők meg tavasszal és ősszel (4.9. ábra), a nagyobb intenzitású események esetében azonban a szimulált és megfigyelt normált gyakoriság jobb egyezést mutatott (ez a megállapítás mind a négy évszak esetében igaz).

A magyarországi két állomásra (Budapest és Debrecen) vonatkozó szimulált és megfigyelt napi hőmérsékleti- és csapadékeloszlások (4.10. és Torma et al., 2011) téli kivételével minden évszakban egyértelmű hasonlóságot mutatnak a fentiekben bemutatott, a belső tartományra vonatkozó eredményekkel. Az állomási eredményeket téltre és nyárra vonatkozóan mutatjuk be.



4.10. ábra: Szimulált (piros) és megfigyelt (kék) rácsponti napi hőmérséklet évszakos eloszlása. Az ábra bal oldalán Budapestre, míg az ábra jobb oldalán Debrecenre vonatkozó eredmények vannak megjelenítve.

Debrecenben téltre vonatkozóan a napi hőmérsékleti eloszlásfüggvény (4.10. ábra) a teljes belső tartományéhoz (4.8. ábra) hasonló eloszlást mutat, Budapest esetében az

alacsonyabb hőmérsékletek irányába tolódott el. Néhány kvantitatív mérőszámot adunk meg a 4.2. táblázatban a szimulált és a megfigyelt eloszlásfüggvények közti különbségek jellemzésére úgy, mint az 5. és 95. percentilis értékeit. Az eltérések 1,5 °C-nál kisebbnek adódtak, kivétel ez alól télen Debrecen, ahol az 5. percentilis értékében a hiba -5 °C körülnek mutatkozott.

4.2. táblázat: Hőmérséklet (°C) és csapadék (mm/nap) 5. és 95. percentilis értékei Budapest és Debrecen állomási és szimulált adatai alapján. A közölt adatok téle és nyárra vonatkoznak.

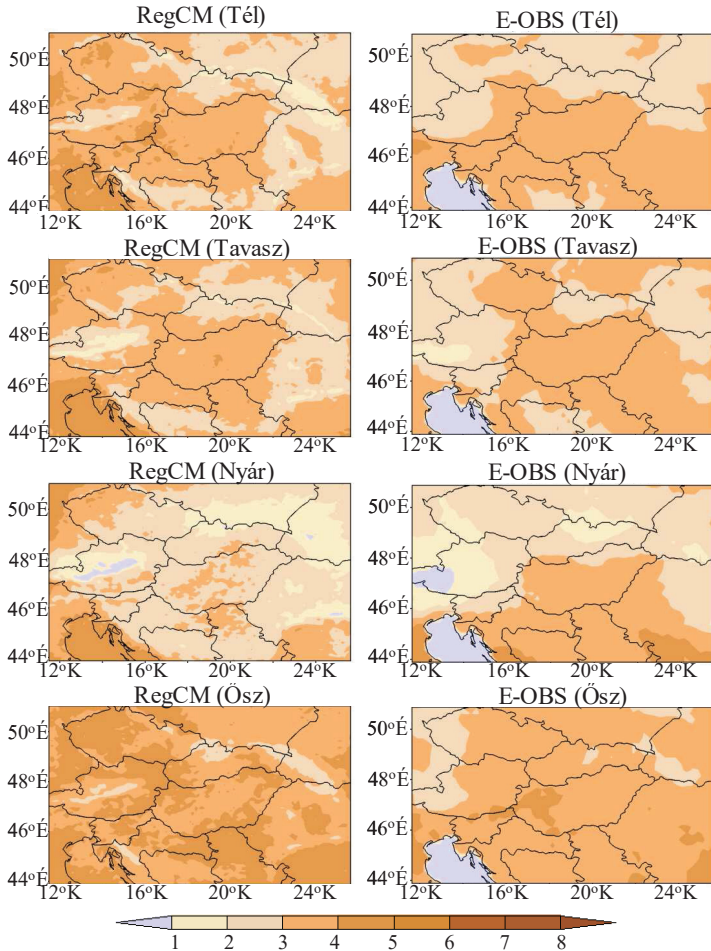
	Budapest				Debrecen				Hőmérséklet
	Állomás		RegCM3		Állomás		RegCM3		
	5%	95%	5%	95%	5%	95%	5%	95%	
Tél	-6,5	7,7	-5,2	6,3	-10	6,4	-4,9	6,5	
Nyár	15,2	26,3	14,1	25,3	14,2	24,9	14,3	24,9	

	Budapest				Debrecen				Csapadék
	Állomás		RegCM3		Állomás		RegCM3		
	5%	95%	5%	95%	5%	95%	5%	95%	
Tél	1,2	16,9	1,1	13	1,1	12,8	1,1	11	
Nyár	1,1	24,9	1,2	16,9	1,1	28,3	1,2	16	

A normált napi csapadék eloszlásfüggvények alapvetően követik a megfigyelésekből számítottakat (Torma et al., 2011). A téli napi csapadékösszegek eloszlása Debrecenben hasonló a belső tartományi rácsponti adatok eloszlásához (4.9. ábra), míg Budapest vonatkozásában a szimulált csapadékeloszlás valamelyest felülbecsült a mért, közepesen alacsony csapadék események (< 5 mm/nap) gyakoriságához viszonyítva. Nyáron a modell mind a két állomás esetében felülbecsülte a közepesen nagycsapadéku események (< 10 mm/nap) gyakoriságát, ugyanakkor az extrém csapadékeseményeket (> 20 mm/nap) alulbecsülte, mely eredmények azonban a belső tartomány területére eső rácsponti adatok alapján elvégzett számításokban nem mutatkoztak meg. A napi csapadékösszegekre vonatkozó 5. percentilis értékek a megfigyelésekkel egybehangzóak voltak (4.2. táblázat), ugyanakkor a 95. percentilis értéke mind a két állomás esetében alulbecsült, különösképp nyáron.

A napi csapadékösszegek feldolgozása során megvizsgáltunk pár, a csapadékkal összefüggésbe hozható jelenséget, mint pl.: a száraz és csapadékos időszakok évszakos gyakorisága. A száraz időszakok hossza, illetve ezen időszakok gyakoriságának megváltozása

kulcsfontosságú mind a mezőgazdaság, mind pedig az egészségügy szempontjából. Magyarországon a csapadék kulcsszerepet játszik a mezőgazdaságban (folyóink túlnyomó többsége a határainkon túlról ered), ugyanakkor a felszín-légkör folyamatokban fontos szerepet játszó talajnedvesség nagyon szoros kapcsolatban áll a száraz és nedves időszakokkal (4.11. és 4.12. ábrák).

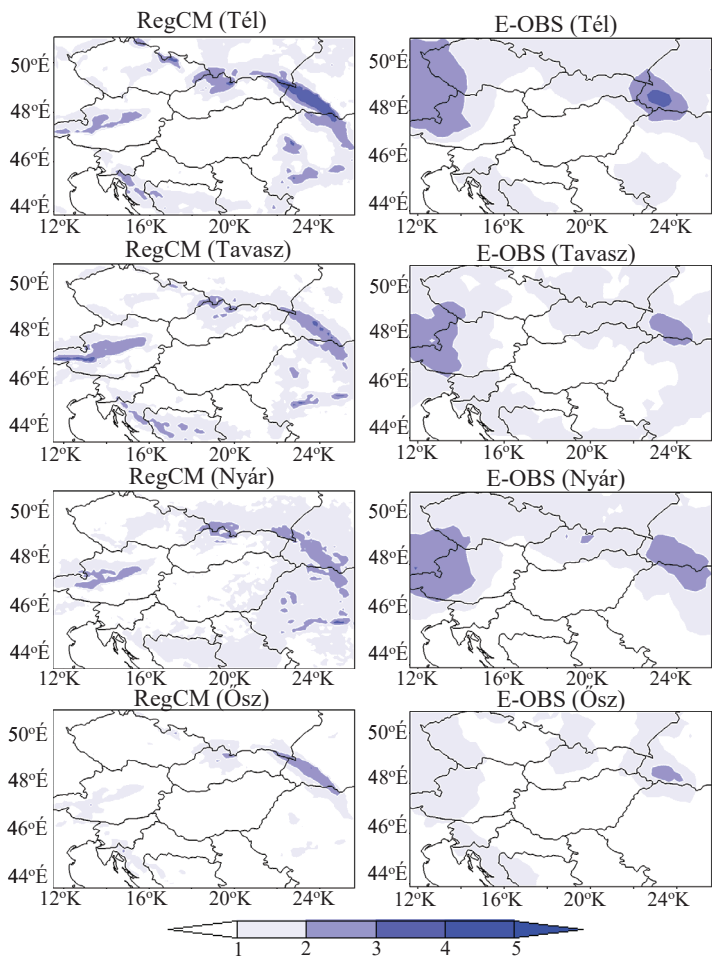


4.11. ábra: Száraz időszak évszakos gyakorisága 1961-1990 közötti időszakban RegCM (bal oldal) szimuláció és E-OBS (jobb oldal) adatbázis alapján. Száraz időszakként definiáltuk azt az időszakot, amikor legalább 5 egymást követő napon keresztül a napi csapadékösszeg nem haladta meg az 1 mm-t.

Csapadékos időszakok magas hőmérséklet és magas páratartalom mellett a növényzetben súlyos károkat előidéző gombás megbetegedéseknek kedvezhetnek (Pardo et al., 2005). Mindezen tények alátámasztják ezen jelenségek vizsgálatának fontosságát.

A száraz időszakot úgy definiáltuk, mint azt a legalább 5 egymást követő naptól álló időszakot, amikor a napi csapadékösszeg nem haladta meg az 1 mm-t, míg csapadékos időszaknak hívjuk definíció szerint azt a legalább 5 egymást követő naptól álló időszakot, amikor a napi csapadékösszeg minden esetben 1 mm-t meghaladó volt. A kapott eredmények alapján elmondható, hogy a száraz időszakok gyakorisága évszakos változásokat mutat, őszi maximummal és nyári minimummal. A modellnek sikerült ezt a jellegzetességet reprodukálnia. Nagymértékű térbeli változékonyság figyelhető meg a száraz időszakok gyakoriságában. Nyáron a száraz időszakok leggyakrabban Magyarország alacsony fekvésű területeit (Alföld, Kisalföld), míg legkevésbé az Alpok, illetve a Kárpátok vonulatait sújtják. Minden egyes évszakban található eltérés a szimulált és a megfigyelt gyakoriság térbeli és számbeli eloszlása között. A 4.11. ábra alapján megállapíthatjuk azonban, hogy a modell képes volt reprodukálni a száraz időszakok gyakoriságát, különösképpen Magyarország területén, kivéve nyáron, amikor a modell egy kissé alulbecsülte azt.

A csapadékos időszakok gyakoriságát tekintve a modell szintén képes volt az évszakos változásokat szimulálni (4.12. ábra). A tavaszi és nyári maximum, illetve az őszi minimum a modelleredményekben egyaránt megmutatkozott annak ellenére, hogy a tartomány délnyugati és északi területein a gyakoriság egy kissé alulbecsült. A nedves időszakok gyakoriságának térbeli eloszlása egyértelműen domborzatfüggő: maximum figyelhető meg a Kárpátok és az Alpok gerincei mentén, míg minimum az alacsony tengerszint feletti magassággal rendelkező területeken (Magyarország). A modellnek sikerült ezt a térbeli eloszlást megjelenítenie, sőt az E-OBS adatbázis közel 25 km-es horizontális felbontásához viszonyítva még nagyobb részletességgel megmutatni azt. Még több hegyi állomási adatsorra lenne szükség annak megállapításához, hogy a kapott finomabb térbeli információ mennyire helytálló. A modell korábban ismertetett pozitív csapadék hibája ellenére sikerült a RegCM-nek a száraz és nedves időszakok gyakoriságát mind térben, mind számuk tekintetében reprodukálni.



4.12. ábra: Csapadékos időszak évszakos gyakorisága 1961-1990 közötti időszakban RegCM (bal oldal) szimuláció és E-OBS (jobb oldal) adatbázis alapján. Csapadékos időszakként definiáltuk azt az időszakot, amikor legalább 5 egymást követő napon keresztül minden nap a napi csapadékszég meghaladta az 1 mm-t.

5. Regionális éghajlati szcenáriók a XXI. századra

A RegCM regionális klímamoddell jelen korra való tesztelése, validálása után a közeli és távoli jövőre vonatkozó integrálására nyílik lehetőség. A 2000 és 2100 közötti időszakot felölélő éghajlati modell-szimulációk a SRES (Special Report on Emission Scenarios, az IPCC Speciális Jelentése az Emisziós Forगतókönyvekről, 2000) forgatókönyveket tartalmazzák. Az IPCC forgatókönyveiben az emberi tevékenység XXI. századra összegzett hatása külső kényszer formájában realizálódik a klímamodellekben. A jövőbeni antropogén hatások megfogalmazása során szükségszerű feltételezésekkel élünk. Ezen feltételezések tulajdonképpen számszerűsítéseit jelentik a különböző kibocsátási forgatókönyvek. A különböző jövőképek eltérő mértékű változásokkal számolnak a XXI. század végéig: van közöttük optimista, pesszimista és átlagosnak mondható is. Az SRES B1, A1T, B2, A1B, A2 és A1FI forgatókönyvekben az antropogén üvegházhatású gázok és az aeroszol részecskék okozta számított sugárzási kényszer hatását veszik alapul. Az így számított hatások rendre a 2100-ra várható 600, 700, 800, 850, 1250 és 1550 ppm CO₂ koncentráció melletti sugárzási kényszereknek felelnek meg. Többek között globális modelleredményeket foglal össze a legutóbbi IPCC jelentés (2007). Az eddigi négy Helyzetértékelő Jelentést különböző munkacsoportok állították össze. Ezen munkacsoportok közül az első munkacsoport foglalkozik globális léptékben a Föld felmelegedésének tudományos hátterével és az éghajlatban várható változás becslésével. Az IPCC Negyedik Helyzetértékelő Jelentése szerint a fenti forgatókönyvek alapján globálisan közel 0,2 °C évtizedenkénti melegedés várható. Azonban abban az esetben, ha az összes üvegházhatású gáz és aeroszol részecskék koncentrációja a mért 2000. évi szinten állandó maradna, a melegedés akkor is folytatódna, de kissé mérsékelten 0,1 °C évtizedenkénti érték mellett. (Ennek magyarázata a nagy hőkapacitású óceánok megnövekedett sugárzási kényszerre adott lassú reakciójában keresendő.) A jelentés megállapítja, hogy a XXI. század végére a várható felmelegedés mértéke régióként eltérő mértékű lesz. Európára vonatkozóan: annak északi téségében a legnagyobb melegedés télen várható (Benestad, 2005), míg a mediterrán Földközi-tengeri területeken nyáron. Európa egyes részein a maximum és minimum hőmérsékletek várhatóan az átlagtól eltérően, azt meghaladóan növekednek majd. Előreláthatóan Észak-Európában a téli minimumhőmérsékletek (Hanssen-Bauer et al., 2005), míg Közép- és Dél-Európában a nyári maximumhőmérsékletek az évszakos átlaghőmérsékletet meghaladó mértékben fognak emelkedni (Tebaldi et al., 2006). A politikai döntéshozók számára a hőmérséklet mellett a csapadék várható alakulásának ismerete szintén elengedhetetlen. Európa északi területein a

csapadék éves összege nagy valószínűséggel nőni (Hanssen-Bauer et al., 2005), míg a mediterrán területeken, ezzel szemben csökkenni fog. A két régió között terül el a Kárpát-medence, melynek sávja mentén az éves csapadékösszegek várhatóan nem fognak jelentős változást mutatni. Ebben a közép-európai régióban azonban az átlagos évszakos csapadékösszegben lesz nagy valószínűség szerint változás: a téli csapadék növekedése, a nyári csapadék csökkenése várható. A hőmérsékleti és csapadék viszonyokban bekövetkező változások hatására a nyári aszályok gyakoribbakká válására lehet számítani Közép- és Dél-Európában egyaránt (Pal et al., 2004, Christensen és Christensen, 2004). A jelenleg megfigyelt éghajlatváltozás előrevetítése mellett a lehetséges (ésszerű megszorítások melletti) jövőbeli éghajlatváltozások jellemzőinek becsléséhez nyújtanak segítséget a globális klímamodellek. A globális klímamodellek eredményei jelentik az adott régió éghajlatát formáló nagyskálájú információkat, melyeket regionális klímamodellek használnak fel bemeneti adatként. Azonban ezek a nagyskálájú információk bizonytalanságokkal terhelték, ugyanis az azonos scenáriót tekintő modellek eredményei eltérőek lehetnek, melynek magyarázata elsősorban a modellek fizikájában (fizikai folyamatok különböző módon való kezelése), valamint az esetlegesen eltérő alkalmazott parametrizációs eljárásokban keresendő. A globális előrejelzésekben meglévő bizonytalanságok a leskálázás során tovább erősödhetnek, azonban a várható éghajlatváltozás regionális szintű ismerete elengedhetetlen az egyes nemzetstratégiák megalkotásához. Leggyakrabban a B1, A1B és A2 forgatókönyvek állnak a lehetséges éghajlati jövőképeket bemutató tanulmányok középpontjában.

Az A1B scenáriót tekintő regionális klíma szimulációk elvégzése során eredendően egy globális klímamodell eredményei szolgáltatták a szükséges peremfeltételeket. Ez az eljárás tulajdonképpen a korlátos tartományú modellünk globális modellbe való beágyazását jelenti. Erre a lépésre azért van szükség, mert a globális modellek térbeli felbontása gyakorlatilag nem elegendő megfelelő pontosságú regionális szintű becslések készítéséhez. A modell integrálásához szükséges kiindulási mezőt a trieszti ICTP nemzetközi kutatóintézet ESP (Earth System Physics) Filippo Giorgi vezette kutatócsoportja bocsátotta rendelkezésünkre. A kiinduláshoz szükséges kezdeti feltételeket egy korábbi, az ITCP-ben a RegCM-el 25 km-es horizontális rácsfelbontás mellett elvégzett 150 éves időszakot felölelő szimuláció (1950-2100) szolgáltatta. Az ICTP-ben elvégzett éghajlati szimulációnak a kezdeti-és peremfeltételeit a hamburgi Max Planck Intézet (MPI-M) és a Német Klímacentrum (Deutsches Klimarechenzentrum - DKRZ) által közösen kidolgozott ECHAM5 (Roeckner et al., 2003; Roeckner et al., 2004) általános cirkulációs modell szolgáltatta. A

globális modell horizontális rácsfelbontása 1,25 fok volt. Mind a globális, mind pedig a globális éghajlati modellbe beágyazott regionális szimuláció esetében az A1B éghajlati forgatókönyvet alkalmazták. A rendelkezésünkre bocsátott 25 km-es felbontású adatokból egy újabb beágyazást alkalmazva a következő időszakokra végeztünk 10 km-es horizontális rácsfelbontású szimulációkat: 1960-1990, 2020-2050 és 2070-2100. Az eredmények kiértékelése során az első évet minden esetben a felpörgési időnek meghagyva elvetettük.

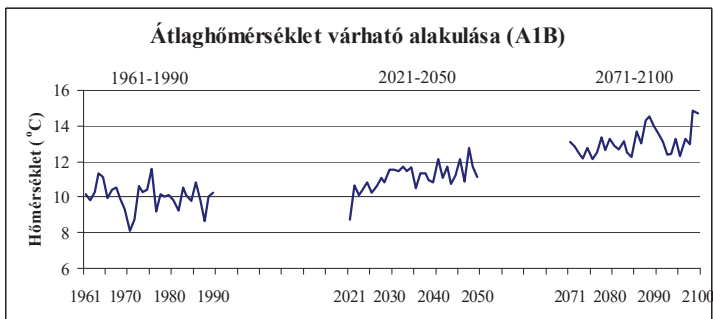
A modell tesztelésének bemutatása során rávilágítottunk arra, hogy a modellben alkalmazott fizikai leírások, parametrizációk (szükségszerű módosítások után) lényegében megfelelőek, a modell a valóságot alacsony hibahatárok között képes jó egyezéssel szimulálni. Mivel a meghatározott éghajlati scenárió melletti szimulációk kezdeti feltételei nem tartalmaznak mérési eredményeket, mint a modell tesztelése és validálása során felhasznált ERA-40 adatok esetében, ezért a RegCM modell által számított várható változások a jelenre (1961-1990) elvégzett modell-szimuláció eredményeivel történő összevetésből származnak. A kiindulási mezőkben meglévő hibák (ECHAM5) miatt a modell jelen korra vonatkozó, A1B forgatókönyv szerinti futásból származó eredményei a valósággal (CRU, E-OBS) összevetve nagyobb eltéréseket mutatnak, mint az ERA-40 adatbázissal meghajtott esetben. Természetesen a klimatikus időskálán végbemenő változásokat a klímamodellnek a kiindulási mező hibáitól függetlenül is tudnia kell reprodukálni. Tehát a kapott eredmények feldolgozása során a tágabb környezetünk klímájának várható jövőbeli alakulását nem a mérési eredményeken alapuló adatbázisokhoz (CRU, E-OBS) viszonyítva, hanem a modell saját, a referencia időszakot képező 1961-1990 felölélő 30 évéhez viszonyítva határozzuk meg. Ezzel a lépéssel érzük el, hogy a modell szisztematikus hibái a XXI. századra előállított klímascenárióban ne jelenjenek meg. Ebben az értelemben a szimulált abszolút értékek helyett a relatív, a változás mértékét számszerűsítő, számított eredmények a döntő fontosságúak. Ennek szemléltetésére álljon itt egy egyszerű példa: Egy modell szisztematikusán a hőmérsékletet 5 °C-kal alulbecsli – tehát a hőmérséklet vonatkozásában teljesen irreális képet ad a valóságról- és összehasonlítjuk az 1961-1990-es átlagot a 2021-2050-es átlaggal, akkor ennek a permanens hibának nem lesz jelentősége. A 2021-2050 közötti 30 éves, Budapestre vonatkozó átlagból (pl.: 5 °C) kivonjuk az 1961-1990 közötti időszak 30 éves, szintén Budapestre vonatkozó átlagát (pl.: 4 °C), akkor azt kapjuk, hogy Budapesten 1 °C-kal fog emelkedni az átlaghőmérséklet. Ez a jelenlegi ismereteink szerint reálisnak mondható, viszont az abszolút értékek nem reálisak köszönhetően a kiindulási mezőnek. Azzal a feltételezéssel élünk, hogy a regionális klímamodellünk a jelen klimatikus

viszonyait jó közelítéssel képes szimulálni, ezért a jövőben bekövetkező éghajlati változásokat is képes jellemezni. Dolgozatunk utolsó fejezetében összefoglaljuk a RegCM SRES A1B éghajlati forgatókönyv alapján a XXI. század közepére, illetve végére várható becsléseit, különös hangsúlyt fektetve a Magyarország területén belüli hőmérsékleti és csapadék extrémumok gyakoriságának alakulására.

5.1. A hőmérséklet- és csapadékviszonyok megváltozása a Kárpát-medencében

5.1.1. Hőmérséklet

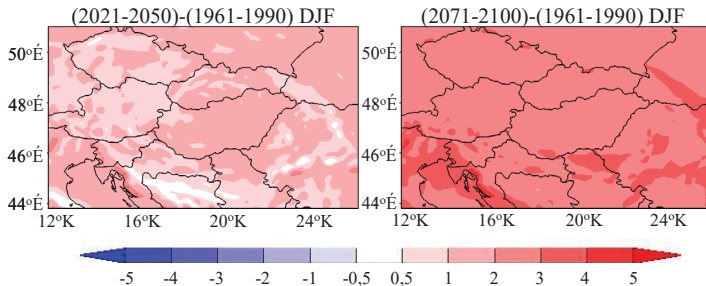
Elsőként az éves átlaghőmérséklet eredményeket ismertetjük a referencia (1961-1990 közötti időszak) és a 2021-2050 és 2071-2100 időszakokra (5.1. ábra) vonatkozóan. Amennyiben az 5.1. ábrán látható görbére illesztenénk egy trendvonalat, abban az esetben pozitív meredekségű lenne (az egyszerűség kedvéért nincs megjelenítve az ábrán), mely a század végéig bekövetkező felmelegedést jelezné. A területileg átlagolt (belső terület) éves átlaghőmérsékletek alkotta adatsorból kapott görbe egyértelműen jelzi a század végére várható felmelegedést térségünkben. Az átlaghőmérséklet várható emelkedése természetesen nem azt jelenti, hogy minden rákövetkező év átlaghőmérséklete melegebb lesz az azt megelőzőnél, mivel arra a 30 éves periódusokon belül kisebb-nagyobb természetes ingadozások rakódnak, hanem azt, hogy a következő 30 éves időszak átlagban várhatóan melegebb lesz, az azt megelőző, referenciául szolgáló 30 év átlagánál.



5.1. ábra: A várható éves átlaghőmérsékletek alakulása a Kárpát-medence térségében az A1B szcenárió esetében.

A felmelegedés várhatóan a XXI. század végére ölt drasztikus mértéket, amikor 3 °C körüli éves középhőmérséklet emelkedés valószínűsíthető a Kárpát-medencében és közvetlen környezetében. Az IPCC Negyedik Helyzetértékelő Jelentésében az A1B SRES forgatókönyvre elvégzett kísérletek eredményei a 1,7 - 4,4 °C közötti globálisan átlagolt hőmérsékletemelkedést valószínűsítik. Meg kell jegyeznünk azonban azt, hogy 2030-ig az évtizedenkénti átlagos felmelegedés a lakott kontinenseken SRES forgatókönyv-független, és nagyon valószínűsíthető, hogy ez az átlagmelegedés legalább kétszerese az ugyanezen modellek által becsült, XX. századi természetes változékonyságnak (IPCC, 2007). Megjegyezzük továbbá, hogy az A1B SRES becslések olyan modellek eredményein alapszanak, melyek magukban foglalnak egy egyszerű éghajlati modell mellett, néhány közepes komplexitású Föld-modellt és nagyszámú légkör-óceán általános cirkulációs modellt is (AOGCM).

A klimatikus viszonyokban bekövetkező változások térbeli eloszlása döntő fontosságú az egyes régiók, országok gazdasága számára. A modell-eredmények alapján valószínűsíthető éves és évszakos átlaghőmérséklet változások térbeli eloszlását jelenítik meg az 5.2. és 5.3. ábrák.



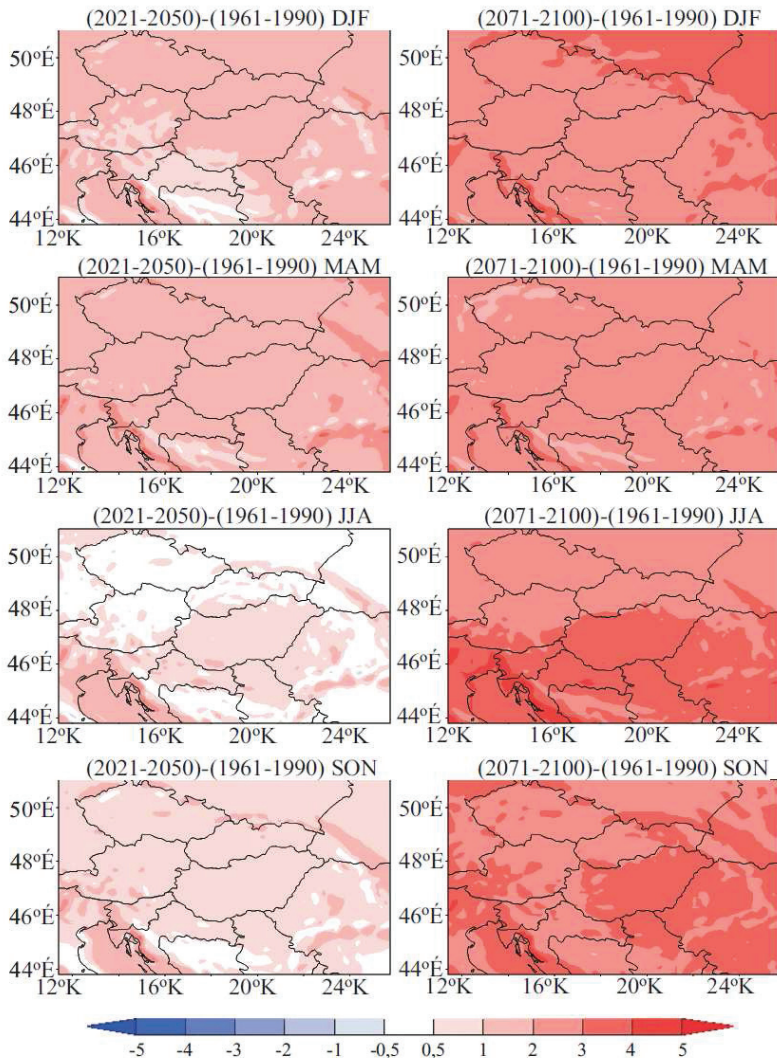
5.2. ábra: Várható éves középhőmérséklet változás (°C) a Kárpát-medence és környezete térségére 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokra, az A1B éghajlati forgatókönyv alapján.

Az 5.2. ábrán az 1961-1990 referencia időszakhoz képesti 2021-2050 és 2071-2100 időszakokra vonatkozó éves középhőmérséklet változásokat jelenítettük meg, melyek területileg átlagolt értékei rendre a következők: +1 °C és +2,8 °C. A két időszakra vonatkozó várható éves középhőmérséklet változások eltérő mértéke mellett a melegedés térbeli eloszlása jelenti a másik fontos különbséget. Míg 2021-2050 közötti időszakban lényegében a magasabb területeken (Kárpátok, Dinári hegység, Alpok keleti nyúlványa) lehet a legkisebb

mértékű melegedéssel, változással számolni, addig a XXI. század végére éppen a Kárpátokban és az Alpok déli régióiban valószínűsíthető a legnagyobb mértékű változás, felmelegedés. Egy ilyen mértékű melegedés az örök hó határának magasabb tengerszint feletti magasságra való tolódását, illetve ezzel egyidejűleg a hóval borított területek visszahúzódását válthatja ki. Megjegyezzük továbbá, hogy a feltételezett melegedés legmarkánsabban mind a század közepére, mind a század végére vonatkozóan az Alpok déli lejtői mellett a horvát tengerparton jelentkezik majd a RegCM A1B eredményei alapján. Ennek esetleges következményei többek között az idegenforgalomban érezhető hatását (pl.: turista szezon meghosszabbodása).

Magyarország területére vonatkozóan ugyanezen változások értékei a következők szerint alakultak: +1,1 °C és +3,1 °C. Tehát csekély mértékben ugyan, de az integrálási tartomány belső térségére vonatkozó értékektől eltérő, azokat kis mértékben meghaladó felmelegedés prognosztizálható Magyarország területére az éves középhőmérsékletek tekintetében. A század közepére a legkisebb mértékű éves középhőmérséklet változás az ország észak-nyugati területén (Kisalföld), míg a század végére a dél-nyugati területeken valószínűsíthető (Mecsek és környéke). Megjegyezzük, hogy az alkalmazott RegCM modell eredményei hasonlóak a globális és európai eredményekhez, melyek az IPCC 2007-es jelentése szerint az A1B forgatókönyv alapján a 2,8 °C-os középhőmérséklet emelkedést tartják valószínűnek a század végére.

A várható éves átlaghőmérséklet emelkedésnél többlet információval szolgál a valószínűsíthető változás évszakos vizsgálata. A változás mértéke és térbeli eloszlása évszakonként eltérő lehet. Az 5.3. ábrán a várható évszakos változásokat mutatjuk be mind 2021-2050, mind pedig a 2071-2100 közötti időszakokra vonatkozóan.



5.3. ábra: Évszakos hőmérsékletváltozás (°C) a Kárpát-medence és környezete térségére a 2021-2050 (bal oldalon) és a 2071-2100 (jobb oldalon) közötti időszakokra, A1B éghajlati forgatókönyv alapján.

Az éves változásokat követően az évszakos átlaghőmérsékletek várható alakulásait vizsgáltuk meg 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokra vonatkozóan (5.3. ábra). A

XXI. század közepéig a legnagyobb mértékű változás az évszakos átlaghőmérsékletek terén tavaszra, míg a legcsekélyebb változás nyárra tehető. A változások évszaktól függetlenül maximális értéküket hegyvidéki környezetben éri el (Pl.: Dinári hegység, Kárpátok). Az 5.3. ábrán látható nyárra vonatkozó átlagos hőmérsékletváltozási eredményekből a Kárpát-medence tényleges medence jellege szépen kirajzolódik. Az ábrán látható területre, valamint Magyarország területére eső rácsponti adatok alapján várható évszakos változások területi átlagait az 5.1. táblázat foglalja össze.

5.1. táblázat: A Kárpát-medence térségében és Magyarországon várható éves és évszakos hőmérsékleti (°C) változások a 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokra. Referencia időszak: 1961-1990.

	Hőmérsékletváltozás (°C)		Hőmérsékletváltozás (°C)	
	Kárpát-medence		Magyarország	
	2021-2050	2071-2100	2021-2050	2071-2100
Éves	+1,0	+2,8	+1,1	+3,1
Tél	+1,2	+2,8	+1,1	+3,0
Tavasz	+1,6	+2,4	+1,6	+2,8
Nyár	+0,5	+3,1	+0,7	+3,5
Ősz	+0,8	+3,0	+0,8	+3,0

Az 5.1. táblázatban a Kárpát-medencére és közvetlen környezetére valószínűsíthető hőmérsékletváltozások mellett a Magyarország területére várható melegedés mértékeit összegeztük. A Kárpát-medencében a 2021-2050 közötti időszakban a felmelegedés várhatóan nyáron lesz a legkisebb (0,5 °C) és tavasszal a legnagyobb (1,6 °C) mértékű. Magyarország területén az azonos időszakban hasonló melegedés várható: nyáron minimális a melegedés mértéke (0,7 °C) és tavasszal maximális (1,6 °C). Az évszázad végére azonban a századközépi eredményektől jelentősen eltérő eredmények mutatkoznak meg. Míg a legnagyobb mértékű melegedés az évszázad végére várhatóan nyáron jelentkezik majd (3,1 °C), addig a legkisebb mértékű melegedés pedig éppen tavasszal várható (2,4 °C). Ugyanakkor ősszel is az 1961-1990 referencia időszakhoz képesti igen jelentős melegedés (3,0 °C) mutatkozik meg a modelleredményekben. Magyarország területére vonatkozóan szintén nyáron várható a legnagyobb mértékű melegedés (3,5 °C), mely azonban az integrálási tartomány területi átlagát jelentősen meghaladja. Magyarországon átlagosan a legcsekélyebb mértékű változás szintén tavasszal várható (2,8 °C), mely megközelíti a téli és őszi melegedések mértékét (3,0 °C). Az 5.3. ábra alapján könnyen megállapítható, hogy míg a

közeli jövőben várható melegedés mértéke télen és tavasszal erőteljesebb, mint az év többi szakában, addig a század végére a legerőteljesebb melegedés éppen nyáron és ősszel várható. A legerőteljesebb melegedés minden évszakban az Adria keleti partjainál mutatkozik. A várható melegedés a délebbi területeken lesz jelentősebb.

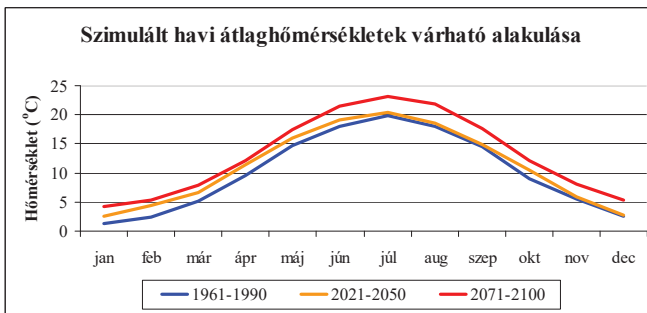
A modell eredményeiből származó bizonytalanságot, változékonyságot a Magyarország területére eső rácsponti adatok alapján a szimulált hőmérsékletváltozás szórásértékeivel jellemeztük, melyek értékeit az 5.2. táblázatban foglaltuk össze.

5.2. táblázat: Az éves és évszakos várható hőmérsékletváltozások szórásai a 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokra, Magyarország területére. A referencia időszak: 1961-1990. Az értékek °C-ban vannak megadva.

Időszak	Éves	Tél (DJF)	Tavaszi (MAM)	Nyár (JJA)	Ősz (SON)
2021-2050	+2,6	+2,8	+2,7	+2,4	+2,4
2071-2100	+2,6	+2,8	+2,8	+2,2	+2,3

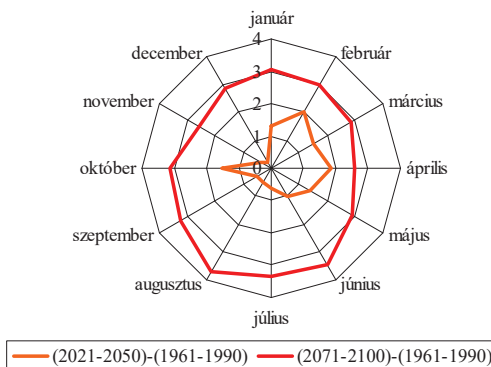
A Magyarországra vonatkozó, 5.2. táblázatban összefoglalt hőmérsékleti szórások évszakonként és időszakonként igen hasonló értékeket vesznek fel. Míg a 2021-2050-re vonatkozó szórások az átlagos változási értékeket meghaladó, addig az évszázad végére (2071-2100) vonatkozó évszakos változások szórásai, az átlagos változásokat nem meghaladóak. Tehát a vizsgált időszakokban a modell eredményei nem valószínűsítik az éghajlat változékonnyabbá válását. Mind az éves, mind pedig az évszakos változások szórásai +2,2 °C és +2,8 °C közötti értékeket vesznek fel. A szórások minimuma nyáron, míg maximuma télen mutatható ki mind a két vizsgált időszakra vonatkozóan.

Következő lépésben az éven belüli, havi szinten jelentkező változásokat vizsgáltuk meg. Az 5.4. és 5.5. ábrák mutatják rendre a havi átlaghőmérsékletek abszolút és valószínűsíthető megváltozásuk értékeit.



5.4. ábra: A várható havi átlaghőmérsékletek alakulása a Kárpát-medence térségében az A1B éghajlati forgatókönyv alapján. A mértékegység: °C.

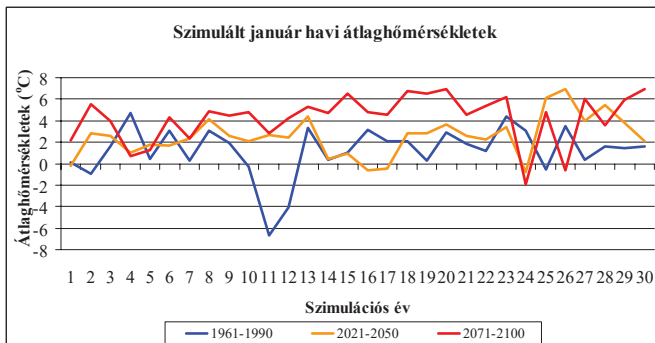
Az 5.4. ábrán jól látható, hogy a század közepéig nyáron és tél elején gyengébb melegedés várható, mint tél végén és tavasszal. Ezzel szemben a század végéig (2071-2100) a teljes évben igen markáns, átlagosan 3 °C-os, illetve többnyire azt meghaladó mértékű melegedés valószínűsíthető a RegCM eredmények alapján. Az eredményekben nem mutatható ki a referencia időszakban megfigyelhez képest később jelentkező hőmérsékleti maximum, illetve minimum. Nem figyelhető meg továbbá a jövőre vonatkozó eredményekben másodlagos maximum, illetve minimum sem. Az egyes évszakok eltolódása, megszűnése az A1B RegCM hőmérsékleti eredmények alapján nem valószínűsíthető. A várható melegedés tényét és a változás mértékét havi bontásban bemutató 5.5. ábra még egyértelműbben alátámasztja.



5.5. ábra: A várható havi átlaghőmérséklet átlagos megváltozása a Kárpát-medence térségében az A1B éghajlati forgatókönyv alapján, °C-ban kifejezve.

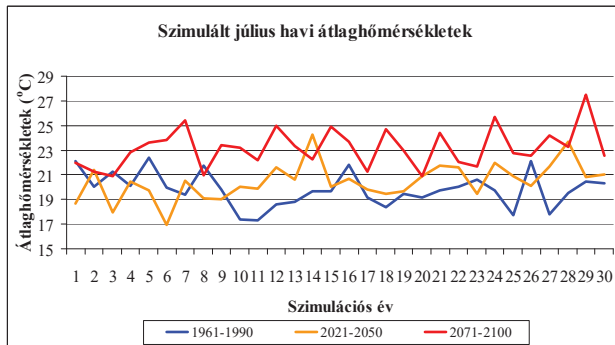
A pókháló-szerű ábrán szembetűnő, hogy negatív értékek nem szerepelnek rajta, azaz a modell mindkét jövőbeli időszakra vonatkozóan átlagosan magasabb havi átlaghőmérsékleteket prognosztizál minden egyes hónapra vonatkozóan. Tulajdonképp a változást szemléltető kör deformációja, elnyúltsága mutatja meg, hogy a változás mely hónapban lesz a legerősebb, illetve a legcsekélyebb mértékű. A közeli jövőt jelentő 2021-2050 közötti időszakban a havi átlaghőmérséklet változások a nyári hónapokban minimális, míg február és április hónapokban maximális értéket vesznek fel (5.5. ábra). A távoli jövőt megjelenítő 2071-2100 közötti időszakban, a referencia időszakot jelentő 1961-1990 közötti időszakhoz képest minden hónapban jelentős melegedés (átlagosan 3 °C-ot meghaladó mértékű) valószínűsíthető. A piros kör (mely a 2071-2100 időszakra vonatkozó változást jelöli) deformációját tekintve megállapítható, hogy a legnagyobb mértékű változás augusztusra, míg a legkisebb mértékű melegedés áprilisa, novemberre tehető. Ez alapján megállapítható tehát, hogy a század közepére és a század végére várható maximális, illetve minimális változások az év különböző szakaszaiban jelentkeznek. Az évszázad végére mértékében, és jelentkezési idejében (az év mely szakában) is eltérő változásokkal kell majd számolni, mint az évszázad közepére.

A továbbiakban az egyes hónapok átlaghőmérsékleteinek évenkénti menetét vizsgáltuk meg magyarországi rácspontok alapján. A nem átmeneti évszakok (tél és nyár) középső hónapjaira vonatkozó eredményeket mutatjuk be az 5.6. és 5.7. ábrán.



5.6. ábra: Január havi átlaghőmérsékletek alakulása (°C) az A1B éghajlati forgatókönyv esetében 1961-1990, 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokban magyarországi rácspontok alapján.

A 2021-2050 közötti időszakot megjelenítő görbe (narancssárga) az esetek többségében a referencia időszak görbéje (kék) felett fut, ezzel jelezve a januári középhőmérsékletek értékének várható emelkedését. A távoli jövőt megjelenítő 2071-2100 közötti időszakban a január havi átlaghőmérsékletek 2-3 esettől eltekintve a referenciául szolgáló januári átlaghőmérsékletekhez viszonyítva mindig magasabb értékeket mutatnak. A jelen korral (1961-1990) való összehasonlításból a 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokra rendre a következő melegeledést jelentő értékek adódtak: +1,3 °C és +3,1 °C. A tél közepi átlaghőmérséklet a 30 éves átlagokat tekintve a XXI. század végére várhatóan jelentős mértékben emelkedni fog, ezzel egyidejűleg hozzájárulva a havas napok számának csökkenéséhez.

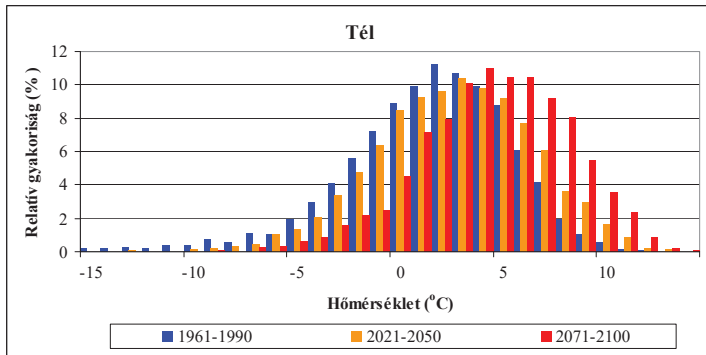


5.7. ábra: Július havi átlaghőmérsékletek alakulása (°C) az A1B éghajlati forgatókönyv esetében 1961-1990, 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokban magyarországi rácspontok alapján.

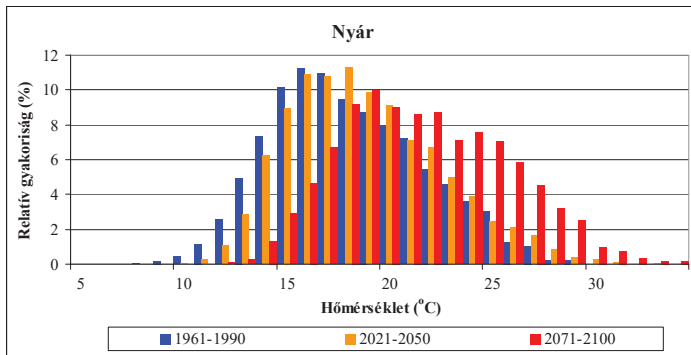
A január havi átlaghőmérsékletek előrevetített változásaival összehasonlítva a júliusi eredményeket, megállapítható, hogy a XXI. század végére valamelyest erőteljesebb változások várhatóak a nyári félévben, mint a század közepére (5.7. ábra). A júliusi középhőmérsékletben valószínűsíthető változások a 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokra vonatkozóan rendre a következők: +0,6 °C és +3,4 °C. Tehát még a 2021-2050 közötti időszakhoz viszonyítva is közel 3 °C-os júliusi középhőmérséklet emelkedés várható térségünkben az évszázad végére. A modell által valószínűsített július havi átlaghőmérséklet emelkedés a január havi eredményekhez viszonyítva lényegesen gyorsabb lesz a XXI. század második felében, mint a század első felében. Az 50 éven belül megvalósuló, igen jelentős, közel 3 °C-os július havi középhőmérséklet emelkedés valószínűsíthetően komoly kihívást fog majd jelenteni a jövő mezőgazdasága számára. A legutóbbi IPCC jelentés megállapítja,

hogy az éven belüli hőmérsékleti- és csapadékviszonyok megváltozása többek között a jövő turizmusára lesz jelentős hatással. Az egyre forróbbá és szárazabbá váló nyarak a mediterrán térségben a turizmus csökkenését, míg a tavaszi és őszi turizmus fellendülését vonhatják maguk után. Ugyanakkor turisztikai szempontból kedvezőbb feltételek fognak megjelenni Európa északi és nyugati területein (IPCC, 2007). Ezek olyan megállapítások véleményünk szerint, amiket az általunk alkalmazott RegCM regionális klímamoddell is alátámaszt, és amelyeket feltétlen szem előtt kell tartani egy hosszabb távú (20-50 évet felölelő) nemzeti stratégia megalkotásakor. Az éves és a havi adatsorokon alapuló kutatásainkat a napi középhőmérsékleti adatsorok feldolgozásával, vizsgálatával folytattuk.

a,



b,



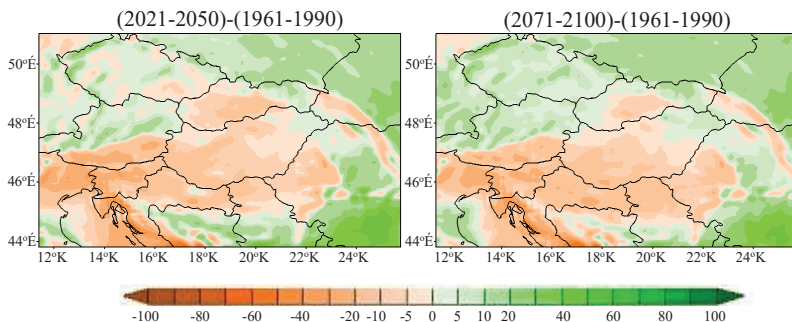
5.8. ábra: Magyarországi rácsponti téli és nyári napi középhőmérsékletek alapján számított sűrűségfüggvények télre (a) és nyárra (b) vonatkozóan. Az A1B éghajlati forgatókönyv alapján vizsgált időszakok: 1961-1990, 2021-2050 és 2071-2100. A vízszintes tengely mentén az értékek °C-ban, a függőleges tengely mentén, pedig %-ban vannak feltüntetve.

Az 5.8. ábrán a téli és nyári napi középhőmérsékletek alapján számított hőmérsékleti sűrűségfüggvények vannak feltüntetve. A számítások során magyarországi rácsponti adatokat használtunk fel. A fenti ábra a napi átlaghőmérsékletek jövőbeni alakulását, eltolódását hivatott illusztrálni a téli és nyári évszakokban. Az IPCC 2007-es jelentésével összhangban az ábrára képzeletben felrajzolható gyakorisági görbe az évszázad végére egyre lapultabbá válik és a magasabb hőmérsékleti értékek irányába tolódik el. A jelen klímát (1961-1990) megjelenítő kékes szín mind a két évszak esetében az alacsonyabb hőmérsékletek tartományában rendelkezik maximummal, mely minden esetben magasabb, mint a másik két vizsgált időszakban (2021-2050 és 2071-2100). Télen a hideg rekordok száma várhatóan csökkenni, míg nyáron a meleg rekordok száma gyarapodni fog. A görbe lapultsága a klíma változékonyságáról is információt nyújt: minél lapultabb, annál változékonnyabb az éghajlat. A téli eredmények a változékonnyabbá válást nem mutatják, azonban a magasabb napi középhőmérsékleti értékek felé való eltolódást igen. A téli évszak napi középhőmérsékletek átlagának eltolódása $+3-4$ °C körülinek mutatkozik a RegCM eredményei alapján.

Nyáron ezzel szemben az eredmények azt mutatják, hogy a klíma egyértelműen változékonnyabb lesz az év ezen szakaszában. A napi középhőmérsékletek átlaga a magasabb hőmérsékletek irányába fog eltolódni $3-4$ °C-kal és a meleg rekordok gyakoribbakká fognak válni. A nyári eredményeket is bemutató 5.8. ábrán (b, panel) megfigyelhető, hogy az évszázad közepéig a klíma változékonysága várhatóan nem fog nőni, azonban a század végére jelentős mértékben megnő majd. Tehát a modell 2050 és 2100 között jelentős változásokat vetít előre a nyári napi középhőmérsékletekre vonatkozóan. A jelenlegi klímában rekordnak számító hőmérsékleti értékek a távoli jövőben általánosabbakká fognak válni és a hőmérsékleti rekordok egyre magasabb értékeket fognak felvenni. Az extrémumok vizsgálata azonban más adatokat igényel. A dolgozat két alfejezettel későbbi részében mutatjuk be a napi maximum és minimum hőmérsékletek, illetve a napi csapadékösszegek felhasználásával elvégzett vizsgálatok során kapott eredményeket.

5.1.2. Csapadék

A hőmérséklethez hasonlóan, a fentiekben bemutatott vizsgálatok egy részét a csapadékra vonatkozóan is elvégeztük. Az éves csapadékösszegekben gyakorlatilag nem mutatkozott lényeges változás. (A modell hibáját nem meghaladó csökkenés volt leolvasható az eredményekből.) Az éves átlagos csapadékösszeg valószínűsíthető megváltozásának mértékét és térbeli eloszlását jeleníti meg az 5.9. ábra.

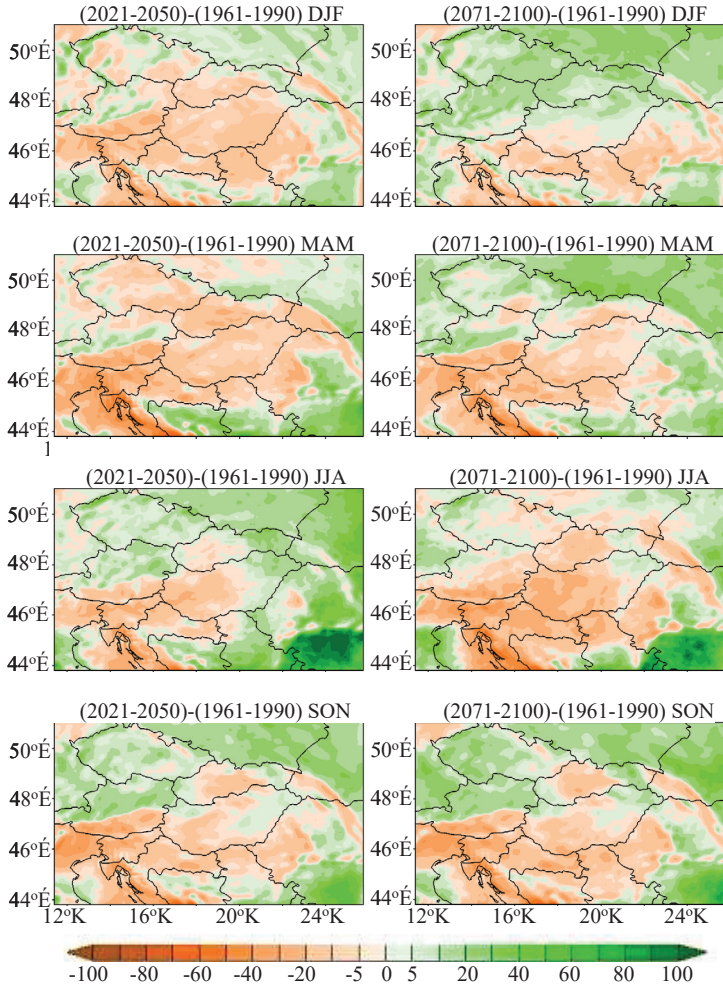


5.9. ábra: Várható éves csapadékváltozás (%) a Kárpát-medence és környezete térségére 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokra, az A1B forgatókönyv esetére.

A fenti ábrán az 1961-1990 referencia időszakhoz képesti 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokra vonatkozó éves csapadékösszeg változások vannak feltüntetve %-ban kifejezve, melyek területileg átlagolt értékei rendre a következők: +1% és +1,6%. Tehát az A1B éghajlati forgatókönyvet figyelembe véve sem a közeli (2021-2050), sem a távoli jövőben (2071-2100) nem kell tartanunk az éves csapadékösszeg jelentős mértékű megváltozásától. A csapadékösszeg megváltozásának ez a fajta bizonytalansága abból is fakad, hogy a Kárpát-medence az éghajlatváltozás során bekövetkező csapadékösszeg megváltozása szempontjából egy átmeneti zónában helyezkedik el. Ezen átmeneti zónától északabbra elterülő területeken egyértelműen a csapadékösszeg növekedésével, míg a zónától délebbre elterülő régiókban a csapadékösszeg csökkenésével kell majd számolni. Hasonló eredményeket szolgáltatott más modellek is A2 és B2 forgatókönyvek felhasználásával (Bartholy et al., 2003). A Kárpát-medence és környezete térségében a várható csapadékösszeg megváltozása mind a két időszakban hasonló képet mutat. Az Adria keleti partvonala mentén és az Alpok déli, dél-keleti nyúlványai mentén jelentős éves csapadékösszeg csökkenéssel (30-40%), míg az északabbra fekvő területeken (Csehország, Lengyelország déli

része) mérsékelt éves csapadékösszeg növekedéssel (10-20%) lehet számolni. Fontosnak találjuk megjegyezni, hogy a legjelentősebb éves csapadékösszeg csökkenéssel valószínűsíthető területek egybeesnek a korábban ismertetett, maximális hőmérsékletváltozást elszenvedő területekkel. Ezek között ok-okozati összefüggés feltételezhető. Összességében megállapítható, hogy az integrálási tartomány közepétől északra eső területeken az éghajlat kissé csapadékosabbá, míg az északi szélesség 47°-47,5°-tól délre eső területeken (legnagyobb mértékben a magas, hegyvidéki területeken) az éghajlat szárazabbá válása várható. Ezek az eredmények szintén összhangban állnak korábbi kutatások eredményeivel (IPCC, 2007), azonban az 5.9. ábra felhívja a figyelmet Magyarország különleges helyzetére, azaz várhatóan a szárazabbá, illetve csapadékosabbá válás képzeletbeli határzónája valahol Magyarországon, vagy ahhoz nagyon közel fog húzódni a jövőben. Magyarországon 2021-2050, illetve 2071-2100 közötti időszakokban valószínűsíthetően 6,7% és 2,3%-kal fog csökkenni az éves csapadékösszeg. A legnagyobb mértékű éves csapadékösszeg csökkenés várhatóan az ország déli, dél-nyugati területein fog jelentkezni.

Az éves csapadékösszeggel ellentétben az évszakos csapadékösszegekben jelentős változások várhatóak. Az általunk alkalmazott RegCM regionális klímamodell által a 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokra becsült várható csapadékösszeg megváltozásainak évszakos térképeit mutatjuk be az 5.10. ábrán.



5.10. ábra: Évszakos csapadékváltozás (%) a Kárpát-medence és környezete térségére a 2021-2050 (bal oldalon) és a 2071-2100 (jobb oldalon) közötti időszakokra, A1B éghajlati forgatókönyv esetére.

A nemzetközi kutatások megállapítják, hogy a Földközi-tenger térségében a XXI. század végére a nyári csapadékmennyiség 30-45%-kal fog előreláthatóan csökkenni, kisebb mértékben Kelet- és Közép Európában (IPCC, 2007). A Kárpát-medence és környezete térségében azonban az általunk alkalmazott modell mérsékeltőbb változásokat vetít előre. A

2021-2050 közötti időszakban a legjelentősebbnek mondható változás nyáron várható (a hőmérsékleti eredmények éppen nyárra mutattak minimális változást), míg a legkisebb változás télen valószínű. Ezen csapadékösszegben bekövetkező változások mértékei rendre a következők: télen -2,3%, tavasszal -3,4%, nyáron +10,7% és ősszel +2,2%. A nyári eredményezőn a Kárpátok délkeleti részén megjelenő mélyzölddel jelölt jelentős csapadékösszeg nagy valószínűséggel orografikus eredetű, illetve a modell nem kellő pontosságú közelítésével magyarázható. A modell eredményei azt mutatják tehát, hogy az integrálási tartomány döntő részén területi átlagban az év első fele csapadékosabbá, míg az év második fele szárazabbá fog válni. Magyarország területére vonatkozóan azonban jelentősen más a helyzet. Az 5.10. ábrán feltüntetett térképeken az ország területén megjelenő barnás árnyalatok a csapadékösszeg csökkenését mutatják, mely értékei az ország területére átlagolva a következők: télen -9,5%, tavasszal -10%, nyáron -2,1%, valamint ősszel -3,8%. Magyarországon télen és tavasszal a csapadékösszeg csökkenése egyöntetű, azonban nyáron és ősszel egy nyugat-kelet irányú megosztottság mutatkozik. Nyugaton és dél-nyugaton a nyári és őszi csapadékösszegek akár 20-30%-kal csökkenhetnek, míg ugyanezen időszakokban a keleti, észak-keleti területek 10-20%-kal csapadékosabbá válhatnak. A magasabb fekvésű helyeken (Bakony, Mátra, Bükk) az évszakok szárazabbá válása valószínűsíthető az eredmények alapján.

2071 és 2100 közötti időszakban az 5.10. ábrán megjelenített tartományon minden évszakban átlagosan kis mértékben ugyan, de növekedni fog az évszakai csapadékösszeg, kivéve nyáron. Az évszakai, területileg átlagolt csapadékösszeg változások a következők: télen +5,4%, tavasszal +2,1%, nyáron -0,6% és ősszel +2,8%. Tehát a modell igen jelentős változást valószínűsít a század közepétől kezdődően a század végére a nyári csapadékösszegre vonatkozóan. Az ábrán felfedezhető egy enyhe észak-déli tagozottság a csapadékváltozásban, mely összhangban van korábbi eredményekkel (IPPC, 2007). Magyarországon nagyobb mértékű változásokat vetít előre a modell: télen +8,1%, tavasszal -5%, nyáron -17,9% és ősszel +4,6% csapadékösszeg változás várható.

Tehát röviden összefoglalva Magyarországon az XXI. század végén enyhébb, de csapadékosabb telek, valamint forróbb és szárazabb nyarak valószínűsíthetőek az A1B éghajlati forgatókönyv alapján integrált RegCM regionális klímamodell szerint. A könnyebb áttekinthetőség végett az előbb ismertetett csapadékváltozásra vonatkozó adatokat az 5.3. táblázatban foglaltuk össze.

5.3. táblázat: A Kárpát-medence, valamint Magyarország térségében várható éves, évszakos csapadékváltozások (%) a 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokra vonatkozóan. A Referencia időszak: 1961-1990.

	Csapadékváltozás (%)		Csapadékváltozás (%)	
	Kárpát-medence		Magyarország	
	2021-2050	2071-2100	2021-2050	2071-2100
Éves	+1,0	+1,6	-6,8	-2,4
Tél	-2,3	+5,4	-9,5	+8,1
Tavasz	-3,4	+2,1	-10,0	-5,0
Nyár	+10,7	-0,6	-2,1	-17,9
Ősz	+2,2	+2,8	-3,8	+4,6

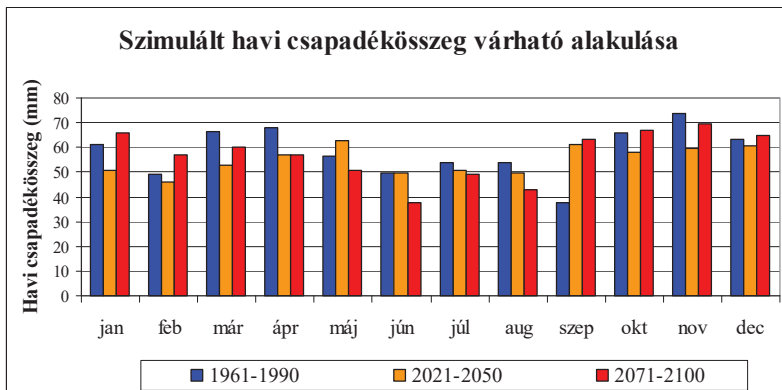
A RegCM A1B forgatókönyv alapján elvégzett integrálása során kapott éves hőmérsékleti és csapadék eredmények az IPCC által közölt globális eredményekkel összhangban vannak. A csapadéokra vonatkozó évszakos változások azonban régiótól függően jelentős változékonyságot mutattak. A csapadékösszeg megváltozásának modellezésének bizonytalansága a korábban említett átmeneti zónából, illetve abból is adódhat, hogy a csapadék szimulációja a hőmérsékletével összehasonlítva jóval bonyolultabb feladat, ebből adódóan a modell számára nagyobb kihívást jelent. A csapadék projekció bizonytalanságának mérésére az éves és évszakos változások szórásai értékeit számítottuk ki, melyeket az 5.4. táblázatban foglaltuk össze.

5.4. táblázat: Az éves és évszakos várható csapadékösszeg változások szórásai a 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokra, Magyarország területére. A referencia időszak: 1961-1990. A mértékegység mm/hónap.

Időszak	Éves	Tél (DJF)	Tavasz (MAM)	Nyár (JJA)	Ősz (SON)
2021-2050	36,1	33,1	32,4	32,0	44,9
2071-2100	39,7	35,7	38,6	31,0	49,5

Az éves és évszakos változások szórásai értékei 31 mm/hónap és 49,5 mm/hónap közöttiek. Mind az éves, mind pedig az évszakos értékeket tekintve (a nyár kivételével) a század végére mutat nagyobb változékonyságot a modell. Az évszakos változások szórásai alapján az éghajlat csekély mértékű változékonyabbá válását vetíti előre a modell az évszázad végére. Mind a két vizsgált időszakra egységesen a következő megállapítások tehetők: legnagyobb változékonyság ősszel, míg a legkisebb mértékű változékonyság nyáron valószínűsíthető.

Az átlagos évszakos csapadékösszeg változások után a havi átlagos csapadékösszegek megváltozását vizsgáltuk meg. A globális modellel meghajtott RegCM havi csapadékösszegeiben tavasz eleji és őszi végi maximum, illetve nyári minimum figyelhető meg (5.11. ábra).

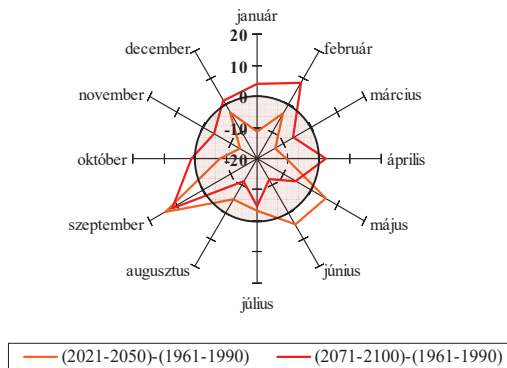


5.11. ábra: A várható havi csapadékösszegek alakulása a Kárpát-medence térségében az A1B éghajlati forgatókönyv esetében mm/hónap-ban kifejezve.

Az 5.11. ábráról többek között a nyári hónapokban (június, július, augusztus) bekövetkező folyamatos csapadékösszeg csökkenése olvasható le. Megállapítható továbbá, hogy egyes hónapokban a várható csapadék mennyisége hol magasabb, hol alacsonyabb a referencia értékénél. Például a 2021-2050 közötti időszakban a február hónap szárazabbá, míg a 2071-2100 közötti februárok csapadékosabbá válhatnak. Ilyen hónap még például az október, azonban pontosan ellentétes változások várhatóak május és június hónapokban. A modelleknek minden esetben a nagy térbeli és időbeli változékonyságot mutató csapadékok sikerül a legkevésbé prognosztizálniuk. A modell jelen esetben a térségünkben a megfigyelésekkel alacsonyabb nyári csapadék minimumot és tavaszi, illetve téli csapadék maximumot szimulált. Ennek a hibának egyik lehetséges forrása a meghajtott mezőként szolgáló globális klímamodel, az ECHAM5 eredményeiben meglévő hibák továbbterjedése lehet. Ugyanakkor regionális klímamodellek hasznos eszközei lehetnek a domborzat finom felbontású modellezésének, a domborzat klímaváltozás erősségének módosító hatásának megértésében. Megjegyezzük, hogy különösképp a csapadékösszegekre vonatkozóan az RCM-ek a meghajtott mezőként szolgáló GCM-ek eredményeitől gyakran

eltérő előjelű éghajlatváltozásokat valószínűsítenek (Giorgi et al., 1994, Jones et al., 1997). Az egyik európai project (PRUDENCE, Déqué et al., 2006) kutatásai során többek között arra az érdekes megállapításra jutottak, hogy az egyes regionális éghajlatváltozási projekciók bizonytalanságaiban legalább akkora szerepe van a különböző alkalmazott RCM-ek hibáinak, mint a meghajtó mezőként felhasznált különböző GCM-ek hibáinak (például a nyári csapadék terén).

Az egyes hónaponkénti várható változásokat az 5.12. ábra foglalja össze.



5.12. ábra: A várható havi csapadékösszeg átlagos megváltozása a Kárpát-medence térségében az A1B forgatókönyv esetében, mm/hónap mértékegységben kifejezve.

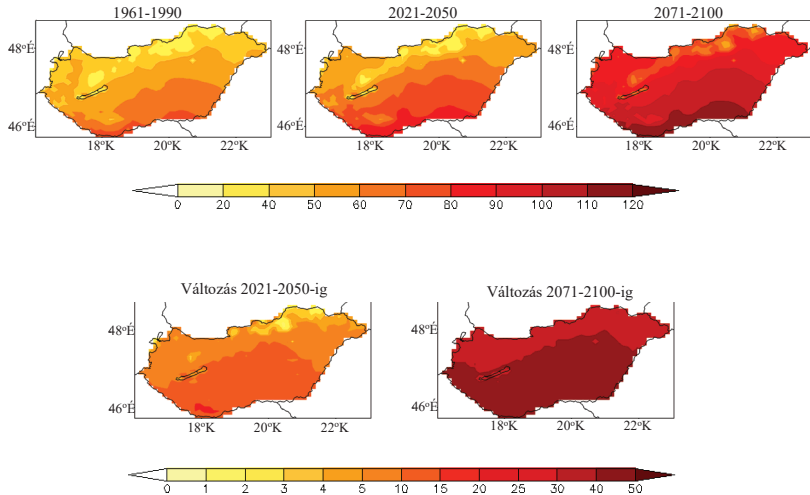
A hőmérsékletre vonatkozó pókháló-szerű ábrával (5.5. ábra) ellentétben jelen esetben negatív értékek is megjelennek az 5.12. ábrán. A negatív értékek az adott hónap szárazabbá válását jelentik. A várható változások nagyon változatos képet mutatnak. A görbék igen hasonló torzulásai szeptember hónapot egyértelműen kiemelik a többi hónap közül. Szeptemberben mind a 2021-2050 mind, pedig a 2071-2100 közötti időszakot tekintve a havi csapadékösszeg egyértelműen növekedni fog. Az előző megállapítás semelyik hónapra nem állja meg a helyét. Márciusban, júliusban, augusztusban és novemberben a XXI. század folyamán a havi csapadékösszegek csökkenésével kell majd valószínűleg számolni. A többi hónap esetében a század közepéhez képest a XXI. század végére a változást tekintve előjelváltás figyelhető meg.

5.2. Extrém indexek alakulása

Az IPCC 2007-es Helyzetértékelő Jelentése is rávilágít arra, hogy várhatóan a nyári csapadék mennyiségének a csökkenése növekvő vízgondokat fog okozni, valamint arra, hogy a hőhullámok egészségügyi kockázata is várhatóan növekedni fog Közép-és Kelet-Európában. Az erdők termőképessége a növekvő extrém hőmérsékleti esetek következtében nagy valószínűséggel csökkenni fog. Az északabbra lévő területeken eleinte azonban pozitív változásokat is előidézhethet a klímaváltozás, mint például a csökkenő fűtésiigény, fokozódó erdőnövekedés. Később azonban a klímaváltozás hatásainak erősödésével az évszázad végére bekövetkező változások negatív hatásai fognak felülkerekedni, mint például az egyre gyakoribbá váló téli árvizek, melyek a növekvő csapadékmennyiségnek és az egyre enyhébb teleknek az egyenes következményei. Ezekhez a megváltozott éghajlati viszonyokhoz kell alkalmazkodnia majd az emberiségnek. Az éghajlatváltozáshoz való alkalmazkodás alapját adhatják a szélsőséges éghajlati eseményekre adott válaszokból szerzett tapasztalatok, valamint a globális, de leginkább a regionális éghajlati modelleredményeken nyugvó rövid- és hosszú távú becslések, következtetések. A 2000-es évek elején a regionális klímamodellek térbeli felbontása és fejlettsége elérte azt a szintet, ami ezen modelleket alkalmassá teszi hatástanulmány vizsgálatok készítéséhez. Az elmúlt évtizedben tehát a regionális klímamodellek felhasználási köre, illetve a felhasználók száma jelentős mértékben bővült. A klíma regionális szinten történő megváltozásának hatását vizsgálták mezőgazdaságra (Mearns et al., 2001; Tvetsinskaya et al., 2003), vízkészletekre (Stone et al., 2003; Kleinn et al., 2005), egészségügyre (Diffenbaugh et al., 2007), valamint regionális gazdaságra (Adam et al., 2003) egyaránt. Regionális klímamodelleket világszerte használnak extrémumok jövőbeli változásainak szimulálásához (Gao et al., 2002; Christensen és Christensen 2003; Huntingford et al., 2003; Bell et al., 2004).

Dolgozatunkban a Magyarországon várhatóan bekövetkező változásokat kiemelten kezeljük, ezért napi adatokon alapuló számításokat is végeztünk, melyek az extrémumok vizsgálatának alapját képezik. A dolgozat ezen szakaszában hőmérsékleti és csapadék extrém indexek várható változására vonatkozó eredményeket mutatunk be. Az extrém indexeket a nemzetközi WMO-CC1/CLIVAR munkacsoport ajánlásai (Karl et al., 1999) alapján határoztuk meg. Kiszámítottuk több extrém hőmérsékleti és csapadékindex XX. század végére, illetve a XXI. századra vonatkozó tendenciáit a Kárpát-medencére és közvetlen környezetére, valamint Magyarországra egyaránt. Az általunk választott integrálási tartomány

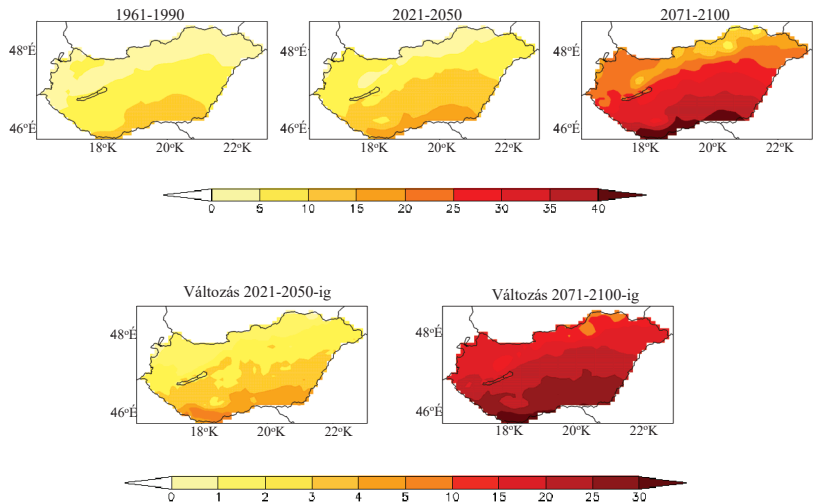
komplex domborzattal rendelkezik, ezért egy ekkora területre vonatkozó átlagos extrém index változás a tartományon belül elég változatos értékeket vehet fel. Ezért a Magyarországra vonatkozó eredményeket mutatjuk be térképes megjelenítéssel (5.13-19. ábrák), illetve a tényleges változások mértékét táblázat formájában foglaljuk össze (5.5. táblázat).



5.13. ábra: A nyári napok ($T_{max} > 25\text{ °C}$) számának várható alakulása Magyarországon a RegCM modelleredmények alapján. Referencia időszak: 1961-1990. A referencia időszakhoz viszonyított változások az ábra alsó részén vannak feltüntetve. A mértékegység minden esetben: nap.

Az extrém hőmérsékleti indexekre vonatkozó ábrákat mutatjuk be először, majd ezt követően térünk rá a csapadék extrém indexekre vonatkozó eredmények ismertetésére. Az 5.13. ábrán a nyári napok számát hasonlítjuk össze az 1961-1990 referencia időszakra, valamint a 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokra az A1B scenárió esetén. A nyári napok ($T_{max} > 25\text{ °C}$) számának az alakulása Magyarország éghajlatának jelentős melegedésére utal. A jelentős mértékű változás egyértelműen látszik az 5.13. ábra felső részén megjelenített abszolút értékeket feltüntető térképeken. A kapott eredményekből leolvasható, hogy a modell a XXI. század közepére a nyári napok számának a növekedésének a mértékét közel 29%-ra, míg a század végére 200%-ot is meghaladónak mutatja. Ez napokban kifejezve azt jelenti, hogy míg a referencia időszakban közel fél hónapnak megfelelő nyári nap volt, addig a század végére a nyári napok száma a másfél hónap hosszúságú időszakot is megközelíti. Természetesen ezek az értékek területi átlagokat jelölnek. A térképek alapján megállapítható,

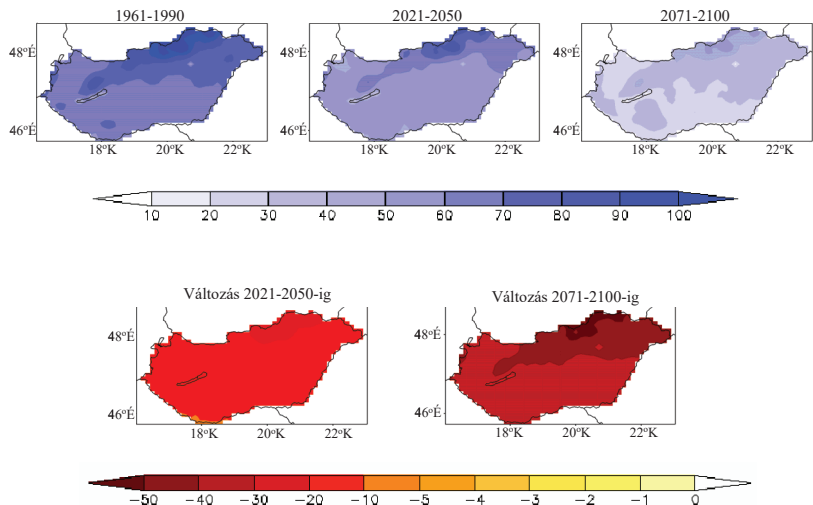
hogy a legnagyobb fokú melegedésnek leginkább kitett területek az ország déli részén, és a legkisebb fokú változást elszenvedő területek az ország északi részén lesznek előreláthatóan. A várható változás szempontjából az országon belül az évszázad közepén egy erőteljes észak-déli megosztottság tapasztalható, mely a század végére sem látszik mérséklődni.



5.14. ábra: Az elsőfokú hőségriadós napok ($T_{\text{közép}} > 25^\circ\text{C}$) számának várható alakulása Magyarországon a RegCM modelleredmények alapján. Referencia időszak: 1961-1990. A referencia időszakhoz viszonyított változások az ábra alján vannak feltüntetve. A változás mértéke napokban van megadva.

A szélsőséges hőmérséklet-változás rendkívüli figyelmet igényel mind egészségügyi, mind munkaügyi szempontból. A rendkívüli hőség emberi szervezetre gyakorolt kedvezőtlen hatása miatt tanulmányozni kell a szélsőségesen meleg hőmérsékleti helyzetek várható tendenciáit. Az általunk megvizsgált hőmérsékleti extrém indexek közé vettük az elsőfokú hőségriadós napok számát is. Az Országos Tisztiorvosi Hivatal hivatott elrendelni a hőségriadót. (A riasztás folyamata több lépcsőből áll: először az Országos Környezetegészségügyi Inézet (OKI) az OMSz napi időjárás előrejelzése alapján továbbítja a várható napi középhőmérsékletet az Országos Tisztiorvosi Hivatalnak, majd szükség szerint elrendeli a riadót, továbbá intézkedik, hogy az Állami Népegészségügyi és Tisztiorvosi Szolgálat (ÁNTSZ) megfelelő területi szervei tájékoztassák a lakosságot.) A hőségriadónak három fokozata van: első-, másod- és harmadfokú. Az első fokozatú hőségriadó egy figyelmeztetés a

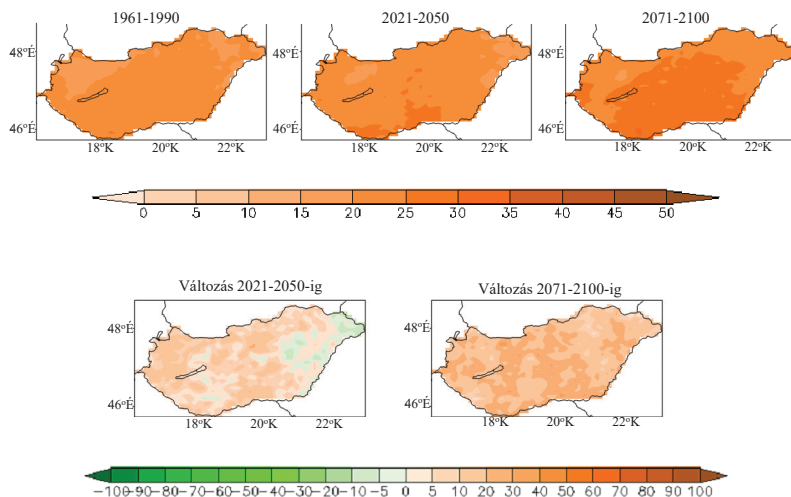
szakmai intézmények felé. Akkor rendelik el, ha a napi középhőmérséklet meghaladja a +25 °C-ot. (A másodfokú hőségriadót akkor rendelik el, ha a várható napi középhőmérséklet 3 egymást követő napon meghaladja a +25 °C-ot. A harmadfokú hőségriadót pedig, akkor rendelik el, ha a várható napi középhőmérséklet 3 egymást követő napon meghaladja a +27 °C-ot.) Az elsőfokú hőségriadós napok várható alakulásában a nyári napok várható változásához hasonlóan egy észak-déli tagozódás figyelhető meg (5.14. ábra). A legjelentősebb mértékben az ország déli, míg a legkisebb mértékben az ország északi területein fog megnövekedni az elsőfokú hőségriasztásos napok száma. A RegCM az A1B szcenárió esetén a század végére jelez igen markáns növekedést az elsőfokú hőségriasztásos napok számában. Míg a referenciául szolgáló 1961-1990 időszakhoz képest a 2021-2050 időszakban közel 50%-os növekedés várható, addig a 2071-2100 időszakban a 370%-ot is meghaladó növekedés valószínűsíthető. Tehát a modelledmények alapján a szélsőségesen meleg időjárási körülmények jelentős mértékű gyakoribbá válásával kell számolni az évszázad végére, mely az emberi szervezet fokozottabb megterhelését vetíti előre.



5.15. ábra: A fagyos napok ($T_{\min} < 0$ °C) számának várható alakulása Magyarországon a RegCM modelledmények alapján. Referencia időszak: 1961-1990. A referencia időszakhoz viszonyított változások az ábra alján vannak feltüntetve. A változás mértéke napokban van megadva.

A hőmérsékleti szélsőségek vizsgálatának sorába a maximum-, és középhőmérsékleteken alapuló számításaink mellé vettük a napi minimum hőmérsékleteken alapuló fagyos napok ($T_{\min} \leq 0$ °C) számának vizsgálatát is. A mezőgazdaság szempontjából különösen fontos a fagyos napok számának meghatározása, kiváltképp az első- és utolsó fagyos nap dátuma. Munkánkban csupán a fagyos napok számában várható változásokat vizsgáltuk, az első és utolsó fagyos nap időpontjának esetleges eltolódását nem. Az 5.15. ábra felső részén megjelenített térképeken az abszolút értékek vannak feltüntetve a referenciául szolgáló 1961-1990, illetve a vizsgált 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokra vonatkozóan. Mind az abszolút értékeket, mind pedig a változásokat megjelenítő térképeket (5.15. ábra alsó sávja) észak-déli tagozottság jellemez. Az ország északi, észak-keleti részén maximális és a déli területeken minimális a fagyos napok száma. A 2021-2050 közötti időszakban az 1961-1990 időszakhoz viszonyítva országos átlagban 24%-kal fog csökkenni a megfigyelhető fagyos napok száma. Az évszázad végére (2071-2100) jelentősebb mértékű, közel 66%-os csökkenés várható. A legnagyobb méretű változás valószínűleg az ország északi, észak-keleti területein fog bekövetkezni, épp azokon a területeken, ahol a fagyos napok száma várhatóan maximális. Az ország területére vetített fagyos napok számának egyöntetű csökkenése a hazánkban várható felmelegedés további egyértelmű jele.

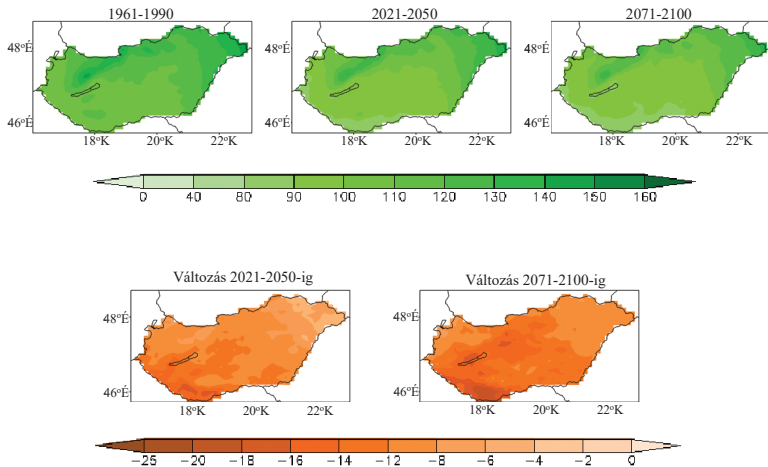
A továbbiakban a csapadékkal kapcsolatos szélsőségek bemutatásával folytatjuk dolgozatunkat. Az általunk vizsgált csapadék extrém indexek a következők: az egymást követő száraz napok maximális száma, csapadékos napok, extrém csapadékos napok, továbbá megvizsgáltuk a szimpla napi csapadék intenzitási index várható alakulását is. Az eredmények bemutatását az egymást követő száraz napok maximális számának várható változásaival kezdjük (5.16. ábra). Száraz napnak definíció szerint azon napokat tekintjük, amelyeken a napi csapadékösszeg nem haladta meg az 1 mm-t. Az egymást követő száraz napok maximális hosszát évenként határoztuk meg, majd a vizsgált 1961-1990, 2021-2050 és 2071-2100 közötti 30 éves időszakokra a maximális értékeket jelenítettük az 5.16. ábrán.



5.16. ábra: Az egymást követő száraz napok ($R_{\text{nap}} < 1 \text{ mm}$) maximális hosszának várható alakulása Magyarországon a RegCM modelleredmények alapján. Referencia időszak: 1961-1990. A referencia időszakhoz viszonyított változások az ábra alján vannak feltüntetve százalékban kifejezve.

Abszolút értékben az ország déli részén magasabb az egymást követő száraz napok maximális száma, mint az ország északi területein. Mind a három vizsgált időszakban a Mecsekben és környékén adódott a leghosszabb száraz periódus. Magyarországi rácpontok alapján átlagolt abszolút értékeket az 5.5. táblázatban foglaltuk össze. Korábban bemutattuk, hogy a modelleredmények a melegedés irányába mutatnak, melyet Magyarországra vonatkozóan a XXI. század végére tovább erősödő folyamat jellemez. A csapadék vonatkozásában, viszont gyakran egymással ellentétes változásokat mutat a modell (mint, ahogyan arra a fejezet korábbi részében felhívtuk a figyelmet) a század közepére, illetve a század végére. Az 5.16. ábra alsó részén található, változásokat bemutató térképeken látható, hogy a század közepéig az Alföld és az ország észak, észak-keleti részén az egymást követő száraz napok maximális számában csökkenés mutatható ki. A csökkenés mértéke, azonban sehol nem haladja meg a 10%-ot. A század végére ezzel szemben az ország teljes területén az egymást követő száraz napok maximális számának a megnövekedésével kell számolni. Az ország területére átlagolt várható változások a 2021-2050 és a 2071-2100 közötti időszakokra vonatkozóan rendre a következők: +6%, illetve +18%. Az eredmények, tehát abba az irányba mutatnak, hogy a csapadékmentes időszakok hossza növekedni fog. A megfigyelések alapján

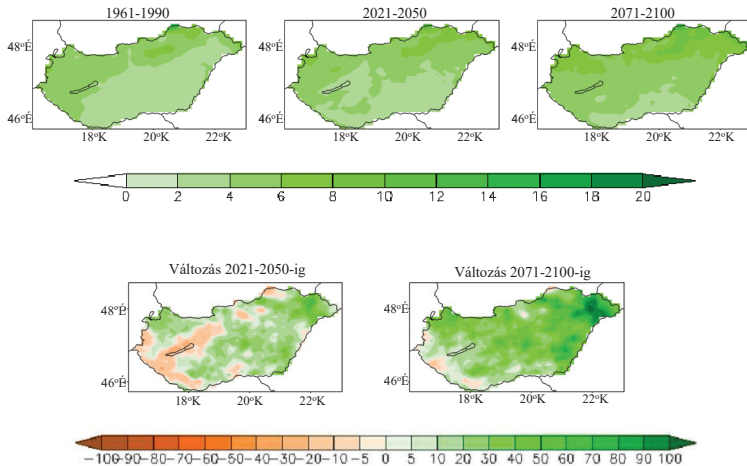
megállapítható, hogy az elmúlt 100 évben több településen is volt olyan hónap, amikor nem volt mérhető csapadék. A RegCM modell eredményei alapján ezen jelenség gyakoribbá válásával kell majd számolni. A hőmérsékleti extrém indexek várható megváltozásában tapasztalt észak-déli tagoltsághoz hasonló elrendeződést az egymást követő száraz napok maximális számának megváltozásában nem találtunk.



5.17. ábra: A csapadékos napok ($R_{\text{nap}} > 1 \text{ mm}$) számának várható alakulása Magyarországon a RegCM modelleredmények alapján. Referencia időszak: 1961-1990. A referencia időszakhoz viszonyított változások az ábra alján vannak feltüntetve, a mértékegység: %.

Csapadékos napnak azon napokat tekintjük, amely napok alkalmával a napi csapadékösszeg meghaladta az 1 mm-t. Magyarországon a csapadékos napok száma régiótól függően évente átlagosan 120-160. Ami alapján egy adott régióban átlagosan 3 naponta számíthatunk csapadékos napra. Az ország legcsapadékosabb területei közé tartozik például az Alpokalja és a Bakony, míg a csapadékos legszegényebb területek a Duna-Tisza közén találhatók. A modell ezzel szemben a Bakony mellett az ország észak, észak-keleti területeire helyezte a csapadékos napok számának maximumát. A legkevesebb csapadékos nappal rendelkező területek a modelleredmények alapján az ország déli és középső részein mutatkoznak. A csapadékos napok évszakos eloszlását nem vizsgáltuk, de a megfigyelések alapján Magyarországon a legkevesebb csapadékos nap nyár végén, a legtöbb őszi végén és tél elején fordul elő. Megvizsgáltuk a csapadékos napok várható változását mind 2021-2050, mind pedig 2071-2100 közötti időszakokra vonatkozóan. Az évenkénti csapadékos napok

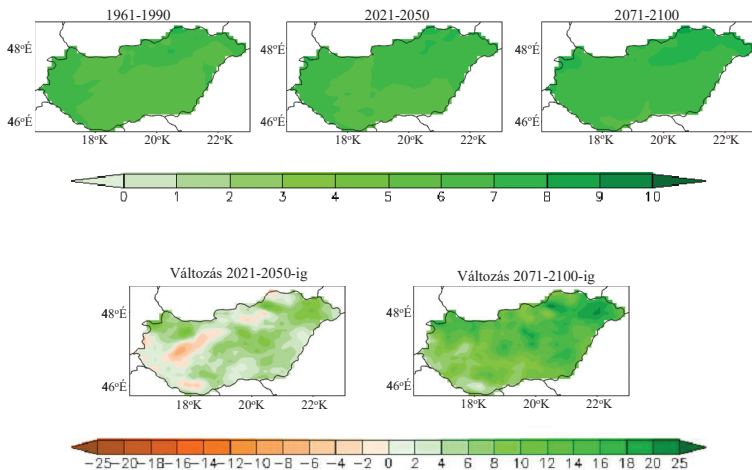
átlagos száma kis mértékben csökkenni fog az évszázad közepére, közel 10%-kal. A XXI. század végére a csökkenő tendencia folytatódni fog és valamelyest erősödni is, így várhatóan 13% körülire tehető a csapadékos napok számának csökkenése. A csapadékos napok számában megfigyelhető változás területi eloszlása igen homogén, azonban a legjelentősebb csökkenés az ország dél-nyugati területein valószínűsíthető.



5.18. ábra: Az extrém csapadékos napok ($R_{map} > 20$ mm) számának várható alakulása Magyarországon a RegCM modelleredmények alapján. Referencia időszak: 1961-1990. A referencia időszakhoz viszonyított változások az ábra alján vannak feltüntetve, százalékban kifejezve.

Az 5.18. ábrán az extrém csapadékos napok számának Magyarországra vonatkozó jövőbeli alakulását mutatjuk be. Extrém csapadékos napok közé soroljuk azokat a napokat, melyeken a napi csapadékösszeg meghaladta a 20 mm-t. Hazánkban az abszolút napi rekordot, mely során egyetlen nap alatt összesen 260 mm csapadék hullott le, a Komárom megyei Dadon (1953. június 9.) regisztrálták. A hirtelen lehulló nagy csapadékmennyiség következtében patakok, kisebb folyók léphetnek ki medrűkből, ezáltal emberi környezetet veszélyeztetve. Fontos tehát az extrém csapadékos napok változásának vizsgálata, hogy meg lehessen állapítani, a jövőben mely területeken kell felkészülni a lakosságnak a szükséges biztonsági intézkedések megtételére. A modell érdekes eredményeket adott az extrém csapadékos napok számának várható változásaival kapcsolatban. A modell a 2021-2050 közötti időszakig a magasabb területeken az extrém csapadékos napok számának kis mértékű csökkenését jelzi előre (pl.: Bakony), míg az évszázad végére az ország döntő többségén ezen

napok számának növekedését mutatja. 2071-2100 időszakban a referenciául szolgáló 1961-1990-es átlagokhoz képest az ország észak-keleti területein jelentős növekedést, akár 70-80%-ot is elérőt valószínűsít a modell. A Kárpátaljához közel eső területeken tovább súlyosbíthatják a helyzetet az esetlegesen Kárpátalján lehulló nagymennyiségű csapadékok is. (A Kárpátalján végzett nagymértékű fakitermelések és a fák újraterelítésének hiánya fokozhatják az áradások veszélyének megnövekedését.) Az extrém csapadékos napok számának a referencia 1961-1990 közötti időszakhoz viszonyított megváltozása a 2021-2050, illetve a 2071-2100 közötti időszakokban rendre a következők: +14%, +34%. (Az értékek az előbbiekhöz hasonlóan országos területi átlagban értendők.)



5.19. ábra: A napi csapadék intenzitás (mm/nap) várható alakulása Magyarországon a RegCM modelleredmények alapján. Referencia időszak: 1961-1990. A referencia időszakhoz viszonyított változások az ábra alján vannak feltüntetve. A változás mértékegysége: %.

Megvizsgáltuk továbbá a napi csapadék intenzitás XXI. század során várható alakulását. A számítások során a csapadékos napokat ($R_{\text{nap}} > 1$ mm) vettük figyelembe és rácsponként meghatároztuk, hogy a csapadékos napok alkalmával átlagosan mennyi csapadék hull (5.19. ábra). Az 5.17. ábrán bemutattuk, hogy a csapadékos napok számában várhatóan egy csökkenő tendencia fog megjelenni a század végéig, valamint a csapadék éves szinten nem fog jelentős mértékben változni (ennek változása 2021-2050, illetve 2071-2100 közötti időszakokra vonatkozóan országos területi átlaga rendre: -6,8% és -2,4%). Ezen megállapításokból egyenesen következik, hogy a napi csapadék intenzitás növekedni fog. Az

eredmények ezt igazolják, melyek az 5.19. ábrán vannak feltüntetve. Az extrém csapadékú napok gyakoriságának megváltozásához hasonlóan a napi csapadék intenzitásában is a század közepéig a magasabb területeken (Bakony, Bükk) csökkenés figyelhető meg. Országos területi átlagban a változás igen csekély, csupán + 4% körüli. A referencia időszaktól (1961-1990) vett, századvégre vonatkozó változás egyöntetűbb és erőteljesebb. A 2071-2100 közötti időszakban a napi csapadék intenzitás 12%-os megnövekedésével kell számolni az A1B scenáriót követő modell eredmények alapján. A RegCM tehát azt valószínűsíti, hogy kevesebb alkalommal, de több csapadék fog hullni napi átlagban (a változás 1 mm/nap körüli) 2071-2100 időszakban, mint 1961-1990 között.

5.5. táblázat: Extrém hőmérsékleti és csapadék indexek alakulása Magyarországra az A1B éghajlati forgatókönyv alapján. (Az országosan átlagolt abszolút értékek kerekítve vannak feltüntetve.)

Extrém index	Kontrollfutás (1961-1990)	A1B (2021-2050)	A1B (2071- 2100)	Változás mértéke (XXI. század közepe/vége)
Nyári napok száma ($T_{\max} > 25 \text{ }^{\circ}\text{C}$)	53 nap/év	62 nap/év	93 nap/év	+17% / +75%
Fagyos napok száma ($T_{\min} < 0 \text{ }^{\circ}\text{C}$)	72 nap/év	57 nap/év	33 nap /év	-21% / -54%
Első fokú hőségriadó ($T_{\text{közép}} > 25 \text{ }^{\circ}\text{C}$)	6 nap/év	9 nap/év	27 nap/év	+50% / +370%
1 mm-nél nagyobb csapadékú napok száma ($R_{\text{nap}} > 1\text{mm}$)	115 nap/év	104 nap/év	101 nap/év	-10% / -13%
Egymást követő száraz napok maximális száma ($R_{\text{nap}} < 1\text{mm}$)	21 nap/év	22 nap/év	25 nap/év	+6% / +18%
Extrém csapadékú napok száma ($R_{\text{nap}} > 20 \text{ mm}$)	4 nap/év	5 nap/év	6 nap/év	+11% / +34%
Napi csapadék intenzitás (mm/nap)	6 mm/nap	6 mm/nap	7 mm/nap	+4% / +12%

Az előzőekben bemutatott hőmérsékleti és csapadék indexek, mutatók várható alakulásai abszolút értékben, míg a változásaik relatív értelemben vannak összefoglalva az 5.5. táblázatban Magyarország területére átlagolva. Hazánkban a kontrollfutáshoz viszonyítva a század végére várható változásokat tekintve összefoglalóan a következő megállapítások tehetők: a nyári napok és az első fokú hőségriadós napok számának megnövekedésével, míg a

fagyos napok ritkábbá válásával kell számolnunk. A csapadékos napok száma előreláthatóan csökkenni, míg az egymást követő száraz napok maximális száma, illetve az extrém csapadéku napok gyakorisága nőni fog. A napi csapadék intenzitás szintén növekedni fog.

5.3 Eredményeink összefoglalása a hazai regionális éghajlatkutatások tükrében

A klímamodellek között jelenleg nem létezik egyetlen, mindenek felett álló, minden változó vonatkozásában legjobbnak mondható, legkisebb hibákat felmutató klímamodel (Lambert és Boer, 2001). A lehetséges változások átfogóbb feltérképezése, az előrejelzésekben meglévő bizonytalanságok csökkentése történhet több, egymástól független előrejelzés együttes kiértékelésével. Az elgondolás, mely szerint például egy évszakos előrejelzés javítható, megbízhatóbbá tehető azáltal, hogy több modelledményt átlagolunk (vagy azok kombinációját képezzük), azon alapszik, hogy az együttes, vagy átlagos hiba kisebb, ha a modellek függetlenek (Yun et al., 2003). Ebben az esetben a bizonytalanság mértéke a felhasznált független modellek számának növelésével egyidejűleg csökkenthető. A fent vázolt módszerrel a modellek véletlenszerű hibáit lehet jelentős mértékben, adott esetben 0-ra csökkenteni, azonban vannak olyan hibák, melyek egyes folyamatok nem kellő ismerete, illetve azok helytelen parametrizációjából fakadnak. (Parametrizációhoz többek között abban az esetben folyamodunk, amikor a modell rácsfelbontásánál egy alapvetően finomabb karakterisztikus léptéken megvalósuló folyamatot kell leírunk.) Abban az esetben, ha jellemzően hasonló „minőségű” modelleket használunk, akkor természetesen a véletlenszerű hiba nem csökkenthető a felhasznált modellek számának növelésével.

Bizonytalanságok további forrásai lehetnek egyes folyamatok helytelen leírásai, eddig figyelmen kívül hagyott folyamatok, hatások. Vannak ismert problémák, melyek több modell esetében közösnek tekinthetők. Például a legtöbb klímamodel a rövidhullámú fluxust alul, míg a hosszúhullámú fluxust felülbecsli (Wild et al., 2006). A legfőbb bizonytalansági források közé tartoznak továbbá: a kezdeti feltételekben megbúvó pontatlanságok (nem kellő lefedettségű mérőhálózat, rosszul kalibrált mérőműszerek, stb...), a regionális leskálázás során, pedig a választott globális és regionális klímamodellek közötti inkonzisztencia. A jövőre vonatkozó éghajlati forgatókönyvek készítése során a legnagyobb bizonytalanság talán az emberi hatások jövőbeli alakulásának megfogalmazásában rejlik. Az éghajlatváltozás és a társadalmi-gazdasági folyamatok (gazdasági fejlődés térbeli megoszlása és annak üteme, népességszám és antropogén üvegházhatású gázok kibocsátásának várható alakulása) közötti

kapcsolatok nehezen modellezhetők, akár évtizedes időskálán is. Az éghajlatkutatás egyik sarkalatos pontja, hogy a jövőbeli antropogén üvegházhatású gázok kibocsátása hogyan befolyásolja a klímát, illetve a változó éghajlat milyen válaszreakciókat vált ki az emberiség részéről.

A felsorolt bizonytalanságokat ugyan nem tudjuk megszüntetni, azonban jelentős mértékben csökkenthetők abban az esetben, ha nem egyetlen modellre alapozva fogalmazzuk meg a közeli és távolabbi jövőre vonatkozó várható változásokat. Ebben a folyamatban nyújt segítséget a középtávú időjárás előrejelzések készítése során operatív módon 1992 óta alkalmazott ún. ensemble technika klímamodellezésben kifejlesztett változata. Napjainkban a regionális klímamodellezés terén egyre szélesebb körben alkalmazott ensemble technika során több, különböző kezdeti- és peremfeltételekkel futtatott regionális klímamodell eredményeinek együttes kiértékeléséről van szó. Az ensemble módszerben az egyes szimulációk jellemzően azonos rácsfelbontáson, egy, vagy két éghajlati forgatókönyvre, egy közös régióra készülnek. Európa térségére több nemzetközi projekt is megvalósult az elmúlt években: (1) PRUDENCE (Predicting of Regional Scenarios and Uncertainties for Defining European Climate Change Risks and Effects, 2001-2004; Christensen és Christensen, 2007), (2) ENSEMBLES (Ensembles-Based Predictions of Climate Changes and Their Impacts, 2004-2009; Hewit és Griggs, 2004), (3) CECILIA (2006-2009; Halenka, 2007). A CORDEX (Coordinated Regional climate Downscaling Experiment; Giorgi et al., 2009) az egyik legújabb kezdeményezés, mely során a Föld minden lakott kontinensére készítenek tranziens éghajlati scénáriókat egységes 50 km-es horizontális rácsfelbontású regionális klímamodellek 1950-2100 időszakra történő futtatásával.

Az 1.1.4. alfejezetben említett, hazánkban regionális klímamodellezés céljára használt modellek (PRECIS, ALADIN-Climate, REMO és RegCM) eredményeinek együttes kiértékelése rendelkezésre áll hazánk térségére. Az eredmények együttes kiértékelése történhet egyszerűen átlagok képzésével, vagy akár az egyes modellek eredményeinek súlyozott figyelembevételével is (ez az ún. „REA” eljárás; Giorgi és Mearns, 2002). Az általunk választott eljárás az előbbit követi. Megjegyezzük azonban, hogy a „REA” (reliability ensembles averaging, megbízhatósági ensemble átlagolás) eljárás azt a célt szolgálja, hogy az egyes modellek bizonytalansági korlátait, azaz a megbízhatóságát számszerűsítse. Így lehetőség nyílik, hogy az egyes modelleket különböző súllyal lehessen számításba venni az ensemble átlagának meghatározásakor. Egy modell megbízhatósága a múltra vonatkozó hibáiból, a jövőre vonatkozó megbízhatósága, pedig az ensemble átlaghoz vett viszonyából állapítható meg. Az esetlegesen rosszul meghatározott súlyok a hibák és a

bizonytalanságok növekedéséhez, és ezzel egyidejűleg a megbízhatóság csökkenéséhez vezethetnek, ebben az esetben az ensemble tagok egyszerű átlaga jobb eredményt képezhet.

A továbbiakban a hazánkban regionális klímakutatásokban alkalmazott négy regionális klímamodell eredményei együttes kiértékelésének rövid összefoglalóját nyújtjuk. A négy regionális klímamodell futtatói rendszeres időközönként értékelik a kapott eredményeket és a fontosnak tartott eredményeket együtt közlik. A jelenleg rendelkezésünkre álló négy regionális klímamodell és az általuk elvégzett szimulációk legfontosabb jellemzőit az 5.6. táblázat foglalja össze.

5.6. táblázat: Magyarországon alkalmazott regionális klímamodellekkel készített szimulációk legfontosabb jellemzői.

Regionális klímamodell	ALADIN	PRECIS	RegCM	REMO
Meghajtó modell	ARPEGE-Climat ²²	HadCM3 ²³	ECHAM5	ECHAM5
Időszak	1961-2100	1961-1990 2071-2100	1961-1990 2021-2050 2071-2100	1951-2100
Forgatókönyv	A1B	B2	A1B	A1B
Felbontás	10 km	25 km	10 km	25 km

Minden szimuláció felbontástól függetlenül (10 km, vagy 25 km) teljes terjedelmében magában foglalta a Kárpát-medencét. Az 5.6. táblázatból leolvasható, hogy az alkalmazott modellekkel a XXI. századra várható éghajlatváltozást szimuláltuk eltérő forgatókönyvek alkalmazásával. A modellek alapján a XXI. század középső és utolsó három évtizedére is adhatunk becsléseket (a PRECIS kivételével, melynek század közepére történő integrálása a dolgozat írásakor még folyamatban volt). Az eltérő fizikai eljárásokkal, különböző éghajlati forgatókönyvek felhasználásával alkalmazott klímamodellek eredményeinek együttes kiértékelése lehetőséget nyújt, hogy a projekciókban lévő bizonytalanságokat számszerűsítsük. Abban az esetben ugyanis, ha a modellek bizonyos változásban jó egyezést mutatnak, akkor a projekciók bizonyossága nagy, abban az esetben azonban, ha az eredmények eltérőek, akkor a várható változás kisebb bizonyossággal állapítható meg. A következőkben a rendelkezésre álló eredmények alapján a hőmérsékletre és a csapadékra

²² Déqué et al., 1998

²³ Gordon et al., 2000

vonatkozó várható változásokat mutatjuk be a 2021-2050 (három modell alapján) és 2071-2100 közötti (négy modell alapján) időszakokra vonatkozóan. A változások minden esetben a referenciául vett szimulált 1961-1990 bázisidőszak átlagaitól vett eltéréseket jelentik. Minden modell esetében a saját szimulált bázisidőszakhoz viszonyított változását használtuk fel a számítások során.

Az 5.7. táblázatban foglaltuk össze a Magyarország területére eső rácsponti eredmények alapján a várható átlagos átlaghőmérséklet változásokat a fenti két időszakra vonatkozóan. Minden modell alátámasztja, hogy a XX. században tapasztalt átlaghőmérséklet emelkedése folytatódni fog a XXI. században is. A modellek statisztikailag szignifikáns átlaghőmérséklet emelkedést jeleznek mind éves, mind pedig évszakos szinten (Horányi et al., 2010). Az évszázad végére átlagosan nagyobb mértékű melegedés várható, mint az évszázad közepére. Az átlagos melegedés 2021-2050 közötti időszakban éves szinten átlagosan 1,5 °C, míg 2071-2100 között ez az érték 3,5 °C. Az éves melegedés értéke a modellek szerint 1,1-1,9 °C (2021-2050), illetve 3,1-4,0 °C (2071-2100) közötti. A legnagyobb szórást mindkét időszakban a nyár mutatja: 0,7 és 2,6 °C (2021-2050), valamint 3,5-6,0 °C (2071-2100) közötti változás értékekkel. A század közepére a modellek a teleket átlagosan 1,2 °C-kal melegebbnek jelzik előre. A téli évszakban várható melegedést a modellek 1,1 °C és 1,3 °C közötti értékekben prognosztizálják. A bizonytalanság a tél tekintetében a legalacsonyabb. A 2021-2050 közötti időszakra vonatkozóan a projekciók tavaszra 1,1-1,6 °C, míg ősze 0,8-2,0 °C közötti átlagos melegedést vetítenek előre. A modellek alapján a 2071-2100 közötti időszakra a téli, tavaszi és őszi melegedés mértékei rendre a következő hőmérsékleti értékekkel jellemezhetőek: 2,5-3,9 °C, 2,3-3,1 °C és 3,0-3,9 °C. A melegedés területi eloszlását tekintve a modellek egyértelműen maximumot jeleznek az ország déli, délkeleti területeire, míg minimumot az ország északnyugati régióira.

5.7. táblázat: Magyarországi rácsponti adatok alapján várható éves és évszakos átlaghőmérséklet átlagos megváltozása. A mértékegység: °C. (A változás minden esetben emelkedést jelent, ezért egységesen nincsenek külön feltüntetve a + jelek az értékek előtt.)

	Éves	Tél	Tavaszi	Nyár	Ősz
2021-2050	1,1-1,9	1,1-1,3	1,1-1,6	0,7-2,6	0,8-2,0
2071-2100	3,1-4,0	2,5-3,9	2,3-3,1	3,5-6,0	3,0-3,9

Míg a várható hőmérsékletváltozás terén a modellek egyetértettek a változás irányában (melegedés), s csupán a változás mértékében mutattak eltérő eredményeket, addig a csapadék

várható megváltozásában az eredmények lényegesen nagyobb bizonytalanságot mutatnak. A csapadék megváltozása tekintetében nem csak a változás mértékében mutatnak eltérő eredményeket a modellek, hanem a változás irányában is (5.8. táblázat).

5.8. táblázat: Magyarországi rácsponti adatok alapján várható éves és évszakos csapadékösszeg megváltozása. A mértékegység: %. (Az egyes intervallumok az adott időszakban rendelkezésre álló 3 modell eredményei (2021-2050), illetve 4 modell eredményei (2071-2100) alapján meghatározott értékeket jelölik.)

	Éves	Tél	Tavaszi	Nyár	Ősz
2021-2050	(-7)-0	(-10)-(+7)	(-10)-(+3)	(-5)-(-2)	(-4)-(+14)
2071-2100	(-21)-(+3)	(-6)-(+31)	(-8)-(+2)	(-43)-(-18)	(-18)-(+19)

Az éves eredmények alapján inkább csapadékösszeg csökkenést, mint növekedést vetítenek előre a modellek, melynek a mértéke a század közepére kisebb, mint a század végére. A globális modellekből származó eredményekhez hasonlóan az éves csapadékösszeg változása nagyon kismértékű lesz előreláthatóan. A változás irányának meghatározása, azaz hogy kevesebb vagy több csapadék várható éves szinten Magyarországon, még regionális klímamodellek alkalmazásával is elég bizonytalan. Jelenlegi tudásunk alapján azonban megállapítható, hogy a csapadékösszeg nagy valószínűséggel 5%-ot meghaladóan csökkenni fog az évszázad végére. A modellek a legnagyobb bizonyossággal a nyári csapadékösszeg csökkenését mutatják mind a 2021-2050, mind pedig a 2071-2100 közötti időszakra vonatkozóan. A 2021-2050 közötti időszakban a nyári csapadékösszeg csökkenése kismértékű: 2 és 5% közötti, ugyanakkor 2071-2100 közötti időszakban valószínűsíthetően ennél nagyobb mértékű csapadékösszeg csökkenéssel kell számolnunk, melynek mértéke 18-43% közötti lesz. Mind a két időszakban kisebb bizonyossággal ugyan, de a tavaszi és az őszi csapadékösszeg csökkenése, illetve növekedése valószínűsíthető. A század végére azonban a modellek nagyobb bizonyossággal mutatják a téli csapadékösszeg növekedését, mint a többi évszakban. Figyelemre méltó, hogy a téli csapadékösszeg 2021-2050 közötti időszakra várható változása előjelet vált az évszázad végére, tehát a változás időben nem lineáris.

6. Összefoglalás

A munka elsődleges célja az volt, hogy Magyarországra és környezetére, hidrosztatikus regionális klímamoddellel elérhető legfinomabb térbeli felbontású (10 km) regionális éghajlati forgatókönyvet (A1B) állítsunk elő. A kutatáshoz a RegCM (Regional Climate Model, Pal et al., 2007) hidrosztatikus regionális klímamodellt alkalmaztuk. Az éghajlatkutatásban napjainkra nélkülözhetetlen klímamodellek kialakulásának és fejlődésüknek rövid történeti áttekintését követően az alkalmazott regionális klímamodell részletes ismertetését közöltük. A modell tesztelésének, valamint a Kárpát-medence térségére vonatkozó alkalmazhatóságának korlátainak példákban való bemutatása (Torma et al., 2008; 2011) során a CRU adatbázis mellett a meghajtó mezőként is szolgáló ERA-40 reanalízis adatbázist, az ENSEMBLES project E-OBS 1.0 verziójú adatbázisát, valamint az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) két állomási adatsorát (Budapest, Debrecen) használtuk fel. Bi-lineáris interpoláció alkalmazásával transzformáltuk a referenciául szolgáló CRU, ERA-40 és E-OBS adatbázisokat a modelleredményekkel azonos rácsmátrixra annak érdekében, hogy a szimulációk, s a referenciául szolgáló adatok összevethetők legyenek.

Az első tesztfuttatások eredményeiből azt a következtetést vontuk le, hogy további érzékenységi vizsgálatokra van szükség a klímamodell régióinkra történő alkalmazásához. A munka folyamatának következő lépéseként az elvégzett érzékenységi vizsgálatokból származó eredményeket felhasználva a modell parametrizációján változtattunk. A modell által szimulált csapadékösszeg csökkentése érdekében három paraméter egyidejű módosításával sikerült jelentős javulást elérni a csapadék eredményekben. Az elvégzett módosított paraméterek a következők voltak: a felhőből-csapadék autokonverziós ráta, az esőcsepp párolgási együtthatója, valamint az esőcsepp akkréciós rátája. A megváltoztatott parametrizációjú modell a CRU adatbázissal összehasonlítva Magyarország területére átlagolva 35-40%-kal alacsonyabb eltérést eredményezett, mint az eredeti verzió. A továbbiakban a fejlesztett, javított modell validációját a referenciául szolgáló 1961-1990 közötti időszakra végeztük el.

Éves és évszakos területi átlagok képzésével történt a modell hőmérséklet és csapadék terén mutatott hibáinak becslése. Az elvégzett vizsgálatok sorába tartozott: változékonyság becslése, havi menet, valószínűségi eloszlás, valamint napi adatsorok felhasználásával szórás számítása. Az integrálási tartomány belső területére (mely a bufferzóna-mentes területet

jelentí) átlagolt évszakos hőmérsékleti hibák a felhasznált referencia adatbázis függvényében különböző mértékűnek adódtak. Az E-OBS adatbázis adataitól vett átlagos hibák: +0,8 °C télen, -0,5 °C tavasszal, -0,4 °C nyáron és -0,3 °C ősszel, míg ezek az értékek valamelyest kisebbek a CRU adatbázis esetében (+1,0 °C télen, -0,4 °C tavasszal, -0,3 °C nyáron és -0,2 °C ősszel). A modell ERA-40 adatokkal való összevetése nagyobb hibaértékeket eredményezett: +0,8 °C télen, -0,7 °C tavasszal, -0,8 °C nyáron és -0,2 °C ősszel. Az 1961-1990 közötti időszakra vonatkozó, belső tartományra átlagolt szimulált és megfigyelt havi hőmérsékleti anomália közötti magas korrelációs együttható ($r = 0,97$) támasztja alá, hogy a modell képes volt a megfigyelésekhez közeli eredményeket reprodukálni. A legnagyobb eltérések télen mutatkoztak (pl. 1964 januárjában, amikor a hiba 2,5 °C közeli értéket vett fel). Az évtizedes skálán jelentkező változásokat is képes volt visszaadni a modell, például az 1970-es évek közepén és az 1980-as évek végén mutatkozó maximumokat.

Az évszakos csapadékösszegek területi átlagainak ERA-40 reanalízis mezővel történt összevetése során, szinte a tartomány egészen magasabb hibaértékek mutatkoztak. A belső tartományra átlagolt hibaértékek a következők szerint alakultak: télen +47%, tavasszal +54%, nyáron +52 és ősszel +42%. Ez azt jelenti, hogy a modell az ERA-40 reanalízis adatbázisához viszonyítva nedvesebb. Magyarországi rácsponti adatok alapján a CRU és E-OBS adatbázisoktól vett eltérések minden évszakban +20% alattinak adódtak. Az 1961-1990 közötti időszakra szimulált havi csapadékösszegek (mm/hónap) belső tartományra vonatkozó átlagai szoros kapcsolatot feltételeznek a megfigyelésekkel ($r = 0,87$).

A magyarországi két állomásra (Budapest és Debrecen) vonatkozó szimulált és megfigyelt téli és nyári napi hőmérsékleti- és csapadék eloszlásfüggvények közti különbségek kvantitatív jellemzésére az 5. és 95. percentilisek értékeit választottuk. Az eltérések 1,5 °C-nál kisebbnek adódtak, kivétel ez alól télen Debrecen, ahol az 5. percentilis értékében a hiba -5 °C körülnek mutatkozott. A csapadékos napok számával normált napi csapadék eloszlásfüggvények alapvetően követték a megfigyelésekből számítottakat. A napi csapadékösszegre vonatkozó 5. percentilis értékek a megfigyelésekkel egybehangzóak, ugyanakkor a 95. percentilisek mind a két állomás esetében alulbecsültek voltak, különösképp nyáron.

A modell validálásának folyamatába az extrémumok vizsgálatát is bevontuk. A száraz időszakok, ill. csapadékos időszakok vizsgálata során megállapítottuk, hogy a száraz időszakok gyakorisága évszakos változásokat mutatott, őszi maximummal és nyári

minimummal. A modellnek sikerült ezt a jellegzetességet reprodukálnia. 10 km horizontális rácsfelbontás mellett a modell parametrizációjának finomhangolásával sikerült a modellt a Kárpát-medence térségére adaptálni.

A Kárpát-medence térségére hangolt modell felhasználásával az A1B éghajlati forgatókönyv alapján sikeresen hajtottunk végre éghajlati szimulációkat a következő időszakokra: 1961-1990, 2021-2050 és 2071-2100. A kapott eredményekből a Kárpát-medencére és Magyarországra képzett területi átlagokat felhasználva összehasonlító vizsgálatokat végeztünk éves és évszakos időbeli bontásban. A középhőmérséklet és csapadékösszegek várható változásainak szórásait éves és évszakos szinten határoztuk meg. A 2021-2050 és 2071-2100 közötti időszakokra az éves középhőmérséklet várható változásai a belső tartományra vonatkozóan rendre a következők szerint adódtak: +1,1 °C és +3,1 °C. A legnagyobb mértékű változások a tartomány déli régióiban valószínűsíthetőek. A 2021-2050 közötti időszakra évszakos szinten a felmelegedés mértéke: télen 1,1 °C, tavasszal 1,6 °C, nyáron 0,7 °C míg ősszel 0,8 °C; a 2071-2100 közötti időszakra vonatkozóan ugyanezen értékek rendre a következők: 3,0 °C; 2,8 °C; 3,5 °C és 3,0 °C. Az összehasonlító vizsgálatokban referencia időszakként az 1961-1990 szimulált időszakot szerepelt. Az éves csapadékösszeg Magyarországon várhatóan alig fog változni: -6,8% (2021-2050), és -2,4% (2071-2100). Az évszakos változások azonban évszaktól, és időszaktól függően eltérő képet mutatnak. A várható változások 2021-2050 közötti időszakra vonatkozóan: télen -9,5%, tavasszal -10,0%, nyáron -2,1% és ősszel -3,8%; míg az évszázad végére (2071-2100): télen +8,1%, tavasszal -5,0%, nyáron -17,9% és ősszel +4,6%. Az eredmények azt mutatják, hogy az évszakos csapadékösszegekben bekövetkező változások várhatóan nem lesznek lineárisak, erre jó példa a téli évszak, amikor a csapadékösszeg megváltozása az évszázad végére várhatóan előjelet vált.

Kiszámítottuk több extrém hőmérsékleti és csapadékindeks XXI. századra vonatkozó tendenciáját Magyarországra, valamint a Kárpát-medencére. A kapott eredmények alapján valószínűsíthető, hogy a nyári napok- és az első fokú hőségriadós napok száma akár 75%-kal is megnőhet Magyarországon, a fagyos napok száma azonban felére csökkenhet az XXI. század végére. Várhatóan az egymást követő száraz napok maximális száma közel 20%-kal, az extrém csapadékos napok száma 30%-ot is meghaladó mértékben, míg a napi csapadékinzertitás 12% körüli mértékben fog emelkedni. Ugyanakkor az évszázad végére közel 13%-kal kevesebb olyan nap lesz, amikor a csapadékösszeg meghaladja az 1mm-t.

A bemutatott eredmények igazolják az adaptált regionális klímamodell Magyarország, valamint a Kárpát-medence térségére történő alkalmazhatóságát, illetve különböző éghajlati forgatókönyvek készítéséhez történő felhasználhatóságát. A RegCM regionális klímamodell a jelenleg hazánkban folyó regionális klímakutatások egyik fontos alapjául szolgál. Világviszonylatban is az elsők között sikerült az eddigi legfinomabb térbeli felbontással (10 km) az A1B éghajlati forgatókönyv „regionális vetületét” előállítani. Az elvégzett kísérletek és vizsgálatok eredményeként napi és havi adatokból álló adatbázis jött létre, mely már eddig is (Solymosi et al., 2010), s a továbbiakban is humán- és állategészségügyi vizsgálatok alapját képezi. Az előállított 51 változó mezőjét tartalmazó adatbázis (mely magában foglal felszíni, légköri és sugárzási paramétereket egyaránt) magyarországi hatástanulmányok elkészítésében is fontos alapul szolgálhat.

Köszönetnyilvánítás

A regionális klímamodellezéssel kapcsolatos kutatásokat támogatta az Európai Unió és az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával az „Európai Léptékkel a Tudásért, ELTE-TÁMOP-4.2.1/B-09/1/KMR-2010-0003: A felsőoktatás minőségének javítása a kutatás-fejlesztés-innováció-oktatás fejlesztésén keresztül” és a BCE-TÁMOP-4.2.1/B-09/1/KMR-2010-0005 pályázat, az MTA TKI Alkalmazkodás a klímaváltozáshoz című (2006/TKI/246) programja, a Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium, az OTKA T-049824 és K-78125 számú pályázata, valamint az NKFP-3A/0082/2004 és az NKFP-6/079/2005 pályázat. További segítséget nyújtott az EU VI. keretprogram CECILIA projektje (GOCE-037005).

Köszönettel tartozom mindenkinek, akik a dolgozat elkészítésében, az azt megalapozó kutatómunkámban bármilyen formában a segítségemre voltak.

Elsősorban tisztelettel szeretném megköszönni Dr. Bartholy Juditnak, témavezetőmnek, hogy doktori munkámat messzemenőkig támogatta és értékes szakmai tanácsaival kutatói pályafutásom kezdete óta mindvégig támogatott. Köszönetemet fejezem ki Dr. Pongrácz Ritának, aki tanszéki konzulensként magas szintű szakmai tudásával, hasznos megjegyzéseivel rendkívül sokat segített. Köszönöm Dr. Barcza Zoltánnak, aki bátorított, és sokban segítette munkámat. Hálával tartozom továbbá Dr. Erika Coppolának és Dr. Filippo Giorginak doktori munkám során nyújtott felbecsülhetetlen szakmai segítségeikért, valamint a kutatás bizonyos részfeltételeinek biztosításáért. Nem utolsó sorban szeretnék köszönetet mondani mindig megértő és segítőkész Szüleimnek, bátyámnak, Szabolcsnak, aki rendkívül sok technikai segítséget nyújtott az évek során, valamint természetesen feleségemnek, Annának.

Irodalomjegyzék

- Adam, J. C., D. P. Lettenmaier, 2003: Adjustment of global gridded precipitation for systematic bias. *J. Geophys. Res.*, 108, 4257, doi:10.1029/2002JD002499.
- Adem, J., 1965: Experiments aiming at monthly and seasonal numerical weather prediction. *Monthly Weather Review*, 93: 495–503.
- Alfaro, S.C., L. Gomes, 2001: Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distribution in source areas, *J. Geophys. Res.*, 106: 18075–18084.
- Anthes, R.A., 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model, *Monthly Weather Review*, 105: 270–286.
- Arakawa, A., W.H. Schubert, 1974: Interaction of cumulus cloud ensemble with the largescale environment, Part I. *J. Atmos. Sci.*, 31: 674–701.
- Bailey, D.A., A.H. Lynch, 2000: Development of an Antarctic regional balance. *J. Clim.*, 13: 1351–1361.
- Bailey, D.A., A.H. Lynch, T.E. Arbetter, 2004: The relationship between synoptic forcing and polynya formation in the Cosmonaut Sea, II: Polynya simulation. *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JC001838.
- Bartholy, J., R. Pongrácz, I. Matyasovszky, V. Schlanger, 2003: Expected regional variations and changes of mean and extreme climatology of Eastern/Central Europe. In: Combined Preprints CD-ROM of the 83rd AMS Annual Meeting. Paper 4.7, *American Meteorological Society*. 10p.
- Bartholy, J., R. Pongrácz, Gy. Gelybó, 2006a: Regionális éghajlati szcenáriók a PRUDENCE projekt eredményei alapján. In: *Napjaink környezeti problémái - globálístól lokálisig: Sérülékenység és alkalmazkodás*, CD-ROM. Pannon Egyetem Georgikon Mezőgazdaságtudományi Kar, Keszthely. 6p.
- Bartholy, J., R. Pongrácz, Cs. Torma, A. Hunyady, 2006b: A PRECIS regionális klímamodell és adaptálása az ELTE Meteorológiai Tanszékén. In: 31. Meteorológiai Tudományos Napok – Az éghajlat regionális módosulásának objektív becslését megalapozó klímadinamikai kutatások (Weidinger T., szerk.) Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest. 99–114.
- Bartholy, J., R. Pongrácz, Cs. Torma, A. Hunyady, 2006c: A regionális klímaváltozás becslése a Kárpát-medence térségére. VAHAVA-zárókonferencia. In: A globális klímaváltozás: hazai hatások és válaszok. KvVM-MTA “VAHAVA” project. (Láng I., Jolánka M., Csete L., szerk.) CD-ROM. Akaprint, Budapest. 5p.
- Bartholy, J., R. Pongrácz, Cs. Torma, A. Hunyady, 2006d: Comparing potential models for projecting regional climate change in the Carpathian Basin. *European Meteorological Society Annual Meeting Abstracts* 3, EMS2006-A-00519.
- Bartholy, J., R. Pongrácz, Cs. Torma, I. Pieczka, P. Kardos, A. Hunyady, 2009a: Analysis of regional climate modeling experiments for the Carpathian Basin. *Int. J. Global Warming*, 1: 238–252.

- Bartholy, J., G. Csima, A. Horányi, A. Hunyady, I. Pieczka, R. Pongrácz, Cs. Torma, G. Szépszó, 2009b: Regional climate models for the Carpathian basin: validation and preliminary results for the future. EGU2009-12509. *Geophysical Research Abstracts*, 11, 12509. CD-ROM. EGU General Assembly 2009.
- Beheng, K. D., 1994: A parameterization of warm cloud microphysical conversion processes, *Atmos. Res.*, 33: 193-206.
- Bell, J.L., L.C. Sloan, M.A. Snyder, 2004: Regional changes in extreme climatic events: A future climate scenario. *J. Climate*, 17: 81-87.
- Benestad, R. E. 2005: Climate change scenarios for northern Europe from multi-model IPCC AR4 climate simulations. *Geophysical Research Letters*, 32: L17704, doi:10.1029/2005GL023401.
- Beniston, M., D.B. Stephenson, O.B. Christensen, C.A.T. Ferro, C. Frei, S. Goyette, K. Halsnaes, T. Holt, K. Jylhä, B. Koffi, J. Palutikof, R. Schöll, T. Semmler, K. Woth, 2007: Future extreme events in European climate: An exploration of regional climate model projections. *Clim. Change*, doi:10.1007/s10584-006-9226-z.
- Bengtsson, L., 1996: The climate response to the changing greenhouse gas concentration in the atmosphere. In: *Decadal Climate Variability, Dynamics And Variability* [Anderson, D.L.T., and J. Willebrand (eds.)]. NATO ASI Series 44, Springer, Berlin, 493 pp.
- Bliss, N.B., L.M. Olsen, 1996: Development of a 30-arc-second digital elevation model of South America. In: Pecora Thirteen, Human Interactions with the Environment – Perspectives from Space. Sioux Falls, South Dakota, United States of America.
- Bruce, J.P., H. Lee, E.F. Haites, 1996: Climate Change 1995—economic and social dimensions of climate change. Contribution of Working Group 3 to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge.
- Budyko M., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus* 21: 611–661.
- Caires, S., V.R. Swail, X.L. Wang, 2006: Projection and analysis of extreme wave climate. *J. Clim.*, 19: 5581–5605.
- Castro, M., C. Fernandez, and M.A. Gaertner, 1993: Description of a meso-scale atmospheric numerical model. *Mathematics, Climate and Environment* J.I. Diaz and J.L. Lions (eds.), Masson (ISBN:2-225-84297-3), 273 pp.
- Caya, D., R. Laprise, M. Giguère, G. Bergeron, J.-P. Blanchet, B.J. Stocks, G.J. Boer, N.A. McFarlane, 1995: Description of the Canadian regional model. *Water, Air and Soil Pollution*, 82 (1/2): 477-482.
- Caya, D., R. Laprise, 1999: A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model: The Canadian RCM. *Monthly Weather Review*, 127(3): 341-362.
- Cess, R.D., 1972: The thermal structure within the stratosphere of Venus and Mars. *Icarus*, 17: 561-569.
- Christensen, J.H., T. Carter, F. Giorgi, 2002: PRUDENCE employs new methods to assess European climate change. *Eos*, 83: 147.

- Christensen, J.H., O.B. Christensen, 2003: Climate modeling: Severe summertime flooding in Europe. *Nature*, 421: 805-806.
- Christensen, O.B., J.H. Christensen, 2004: Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate. *Global Planet Change*, 44: 107–117.
- Christensen, J.H., 2005: *Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects*. Final Report. 269p. Danish Meteorological Institute, Copenhagen.
- Christensen J.H., O.B. Christensen, 2007: A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, doi:10.1007/s10584-006-9210-7.
- Collins, W. D., C. M. Bitz, M. L. Blackmon, G. B. Bonan, C. S. Bretherton, J. A. Carton, P. Chang, S. C. Doney, J. J. Hack, T. B. Henderson, J. T. Kiehl, W. G. Large, D. S. McKenna, B. D. Santer, R. D. Smith, 2006: The Community Climate System Model Version 3 (CCSM3). *J. Climate*, 19(11), 2122-2143.
- Cox, M.D., 1975: A baroclinic numerical model of the world ocean: Preliminary results. In *Numerical Models of Ocean Circulation*. US Nat'l Academy of Sciences. pp. 107-120.
- Csima, G., A. Horányi, 2008: Validation of the ALADIN-Climate regional climate model at the Hungarian Meteorological Service. *Időjárás*, 112: 155-177.
- Davies, H.C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-levels prediction models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 102: 405–418.
- Davies, H. C., R. E. Turner, 1977: Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 103: 225-245.
- Deardoff, J. W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83: 1889-1903.
- Déqué, M., J.P. Piedelievre, 1995: High resolution climate simulation over Europe. *Clim. Dyn.*, 11: 321–339.
- Déqué, M., P. Marquet, R.G. Jones, 1998: Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution general circulation model. *Clim. Dyn.*, 14: 173–189.
- Déqué, M., A.L. Gibelin, 2002: High versus variable resolution in climate modelling. In: *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling* [Ritchie, H. (ed.)]. WMO/TD No. 1105, Report No. 32, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 74–75.
- Déqué, M., R.G. Jones, M. Wild, F. Giorgi, J.H. Christensen, D.C. Hassell, P.L. Vidale, B. Rockel, D. Jacob, E. Kjellström, M. de Castro, F. Kucharski, B. van den Hurk, 2005: Global high resolution versus Limited Area Model climate change scenarios over Europe: results from the PRUDENCE project. *Clim. Dyn.*, 25: 653–670, 10.1007/s00382-005-0052-1.
- Déqué, M., D.P. Rowell, D. Lüthi, F. Giorgi, J.H. Christensen, B. Rockel, D. Jacob, E. Kjellström, M. de Castro, B. van den Hurk, 2007: An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Clim. Change*, doi:10.1007/s10584-006-9228-x.

- Dickinson, R.E., 1984: Modeling evapotranspiration for three dimensional global climate models. *Climate processes and climate sensitivity. Geophysical Monograph 29, American Geophysical Union, Maurice Ewing*, 5, Washington, D. C., p. 58-72.
- Dickinson, R.E., P.J. Kennedy, A. Henderson-Sellers, M. Wilson, 1986: Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) for the near community climate model, *Tech. Rep. NCARE/TN-275+STR*, National Center for Atmospheric Research.
- Dickinson, R.E., R.M. Errico, F. Giorgi, G.T. Bates, 1989: A regional climate model for the western United States, *Climatic Change*, 15: 383-422.
- Dickinson, R., A. Henderson-Sellers, P. Kennedy, 1993: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1 as coupled to the NCAR community climate model. NCAR technical note NCAR/TN-387 + STR, p 72
- Diffenbaugh, N.S., J.S. Pal, F. Giorgi X.J. Gao, 2007: Heat stress intensification in the Mediterranean climate change hotspot. *Geophysical Research Letters*, 34, L11706
- Döscher, R., U. Willén, C. Jones, A. Rutgersson, H.E.M. Meier, U. Hansson, L.P. Graham, 2002: The development of the coupled ocean-atmosphere model RCAO. *Boreal Environ. Res.*, 7: 183–192.
- Dudhia, J., D. Gill, K. Manning, W. Wang, C. Bruyere, 2005: PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and Users' Guide (MM5 Modeling System Version 3)
- Emanuel, K.A., 1991: A scheme for representing cumulus convection in large-scale models, *J. Atmos. Sci.*, 48(21): 2313-2335.
- Emanuel, K.A., M. Zivkovic-Rothman, 1999: Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models, *J. Atmos. Sci.*, 56: 1766-1782.
- Farman, J.C., B.J. Gardiner, J. Shanklin, 1985: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction. *Nature*, 315: 207–210.
- Fox-Rabinovitz, M.S., L.L. Takacs, R.C. Govindaraju, M.J. Suarez, 2001: A variable-resolution stretched-grid general circulation model: Regional climate simulation. *Mon. Weather Rev.*, 129(3): 453–469.
- Fritsch, J.M., C. Chappell, 1980: Numerical simulation of convectively driven pressure systems. Part I: Convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 37: 1722-1733.
- Gao, Q., M. Yu, 1998: A model of regional vegetation dynamics and its application to the study of Northeast China Transect (NECT) responses to global change. *Global Biogeochem. Cycles*, 12(2): 329–344.
- Gao, X.J., Z.-C. Zhao, F. Giorgi, 2002: Changes in extreme events in regional climate simulations over East Asia. *Adv. Atmos. Sci.*, 19: 927-942.
- Gao, X.J., J. S. Pal, F. Giorgi, 2006: Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from high resolution double nested RCM simulations. *Geophysical Research Letters*, 33, L03706
- Giambelluca T, A. Henderson-Sellers, 1996: Climate Change: Developing Southern Hemisphere Perspectives. Wiley: Chichester.

- Gibelin, A.L., M. Déqué, 2003: Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Clim. Dyn.*, 20: 327–339.
- Giorgi, F., 1989: Two-dimensional simulations of possible mesoscale effects of nuclear war fires, *J. Geophys. Res.*, 94: 1127–1144.
- Giorgi, F., G. T. Bates, 1989: The climatological skill a regional model over complex terrain, *Mon. Wea. Rev.*, 117: 2325–2347.
- Giorgi, F., 1990: Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model, *Journal of Climate*, 3: 941–963.
- Giorgi, F., M.R. Marinucci, 1991: Validation of a regional atmospheric model over Europe: Sensitivity of wintertime and summertime simulations to selected physics parameterizations and lower boundary conditions, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 117: 1171–1206.
- Giorgi, F., M.R. Marinucci, G.T. Bates 1993a: Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary layer and radiative transfer processes. *Monthly Weather Review*, 121: 2794–2813.
- Giorgi, F., M.R. Marinucci, G.T. Bates, G. DeCanio, 1993b: Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Monthly Weather Review*, 121: 2814–2832.
- Giorgi, F., C.S. Brodeur, G.T. Bates, 1994: Regional climate change scenarios over the United States produced with a nested regional climate model. *J. Climate*, 7: 375–399.
- Giorgi, F., L. O. Mearns, 1999: Introduction to special section: regional climate modeling revisited. *J. Geophys. Res.*, 104: 6335–6352.
- Giorgi, F., L. O. Mearns, 2002: Calculation of average, uncertainty range and reliability of regional climate changes from AOGCM simulations via the “Reliability Ensemble Averaging (REA)” method, *J. Climate*, 15: 1141–1158.
- Giorgi, F., R. Francisco, J.S. Pal, 2003: Effects of a subgrid-scale topography and land use scheme on the simulation of surface climate and hydrology. Part 1: Effects of temperature and water vapor disaggregation. *Journal of Hydrometeorology*, 4: 317–333
- Giorgi, F., 2006: Climate change hot-spots, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08707, doi:10.1029/2006GL025734.
- Giorgi, F., C. Jones G. Asrar, 2009: Addressing climate information needs at the regional level: The CORDEX framework. *WMO Bulletin*, 58:3.
- Goody, R.M., 1964: The transmission of radiation through an inhomogeneous atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 21: 575–581.
- Gordon, C.; C. Cooper, C.A. Senior, H. Banks, J.M. Gregory, T.C. Johns, J.F.B. Mitchell, R.A. Wood, 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: 147–168. doi:10.1007/s003820050010
- Gordon, H. B., S.P. O'Farrell, M.A. Collier, M.R. Dix, L.D., Rotstayn, E.A. Kowalczyk, A.C. Hirst, I.G. Watterson, 2010: The CSIRO Mk3.5 Climate Model, Technical Report No. 21, The Centre for Australian Weather and Climate Research, Aspendale, Vic., Australia, 62 pp.,

- Govindasamy, B., P.B. Duffy, J. Coquard, 2003: High resolution simulations of global climate, part 2: Effects of increased greenhouse gases. *Clim. Dyn.*, 21: 391–404.
- Grell, G., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Weather Rev.*, 121: 764–787.
- Grell, G., J. Dudhia, D.R. Stauffer, 1994: A Description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR technical note NCAR/TN-398 + STR, 121 pp
- Hack, J. J., B. A. Boville, B. P. Briegleb, J. T. Kiehl, P. J. Rasch, D. L. Williamson, 1993: Description of the NCAR community climate model (CCM2), *Tech. Rep. NCAR/TN-382+STR*, National Center for Atmospheric Research.
- Halenka, T., J. Kalvova, Z. Chladova, A. Demeterova, K. Zemankova, M. Belda, 2006: On the capability of RegCM to capture extremes in long term regional climate simulation – comparison with the observations for Czech Republic. *Theor. Appl. Climatol.*, 86: 125–145. doi:10.1007/s00704-005-0205-5
- Halenka, T., 2007: On the Assessment of Climate Change Impacts in Central and Eastern Europe - EC FP6 Project CECILIA. *Geophysical Research Abstracts*, 9, 10545.
- Hanssen-Bauer, I., C. Achberger, R.E. Benestad, D. Chen, E.J. Foland, 2005: Statistical downscaling of climate scenarios over Scandinavia: A review. *Climate Research* 29: 255–268.
- Hasumi, H., S. Emori (Eds.) 2004: K-1 Coupled GCM (MIROC) Description. K-1 Technical Report No. 1, CCSR, NIES and FRCGC, September 2004.
- Hayhoe, K., D. Cayan, C.B. Field, P.C. Frumhoff, E.P. Maurer, N.L. Miller, S.C. Moser, S.H. Schneider, K.N. Cahill, E.E. Cleland, L. Dale, R. Drapek, R.M. Hanemann, L.S. Kalkstein, J. Lanihan, C.K. Lunch, R.P. Neilson, S.C. Sherinda, J.H. Verville, 2004: Emissions pathways, climate change, and impacts on California. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 101: 12422–12427.
- Haylock, M.R., G.C. Cawley, C. Harpman, R.L. Wilby, C.M. Goodess, 2006: Downscaling heavy precipitation over the UK: A comparison of dynamical and statistical methods and their future scenarios. *Int. J. Climatol.*, 26(10), 1397–1415, doi:10.1002/joc.1318.
- Haylock, M. R., N. Hofstra, A. M. G. Klein Tank, E. J. Klok, P. D. Jones, M. New, 2008: A European daily highresolution gridded dataset of surface temperature and precipitation for 1950–2006, *J. Geophys. Res.*, 113, D20119, doi:10.1029/2008JD010201.
- Heikkilä, U., A. Sandvik, A. Sorteberg, 2010: Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model, *Climate Dynamics*. DOI 10.1007/s00382-010-0928-6.
- Henderson-Sellers, B., 1986: Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: A review. *Rev. Geophys.*, 24(3): 625–649.
- Hewitt, C. D., D. J. Griggs, 2004: Ensembles-Based Predictions of Climate Changes and Their Impacts, *Eos Trans. AGU*, 85(52), doi:10.1029/2004EO520005.
- Hill, G. E., 1968: Grid telescoping in numerical weather prediction. *J. Appl. Meteor.*, 7: 29–38.

- Hofstra N., M. Haylock, M. New, P. D. Jones, 2009: Testing E-OBS European high-resolution gridded data set of daily precipitation and surface temperature, *J. Geophys. Res.*, 114, D21101, doi:10.1029/2009JD011799
- Holtslag, A., de Bruijn, E., H-L. Pan, 1990: A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Monthly Weather Review*, 118: 1561-1575.
- Holtslag, A. A. M., B. A. Boville, 1993: Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model, *J. Climate*, 6.
- Horányi, A., G. Csima, I. Krüzselyi, P. Szabó, G. Szépszó, J. Bartholy, I. Pieczka, R. Pongrácz, Cs. Torma, 2010: Összefoglaló Magyarország éghajlatának várható alakulásáról. OMSZ kiadvány
- Hostetler, S. W., G. T. Bates, F. Giorgi, 1993: Interactive nesting of a lake thermal model within a regional climate model for climate change studies, *Geophysical Research*, 98: 5045-5057.
- Houghton, J.T., L.G. Mera Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, K. Maskell (eds.), 1996: Climate Change 1995—The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press: Cambridge.
- Hsie, E. Y., R. A. Anthes, D. Keyser, 1984: Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 41, 2581-2594.
- Huntingford, C., R.G. Jones, C. Prudhomme, R. Lamb, J.H.C. Gash, D.A. Jones, 2003: Regional climate model predictions of extreme rainfall for a changing climate. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123: 265-292.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007: *Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC.* (<http://www.ipcc.ch>)
- Jacob, D., L. Bärring, O.B. Christensen, J.H. Christensen, M. de Castro, M. Déqué, F. Giorgi, S. Hagemann, M. Hirschi, R. Jones, E. Kjellström, G. Lenderink, B. Rockel, E. Sánchez, Ch. Schär, S.I. Seneviratne, S. Somot, A. van Ulden, B. van den Hurk, 2007: An inter-comparison of regional climate models for Europe: Model performance in Present-Day Climate. *Climatic Change* 81, 21-53. doi:10.1007/s10584-006-9213-4
- Jones, R.G., J.M. Murphy, M. Noguer, A.B. Keen, 1997: Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model. II: Comparison of driving regional model responses to a doubling of carbon dioxide. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123: 265-292.
- Joseph, J.H., W.J. Wiscombe, J.A. Weinman, 1976: The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. *J. Atmos. Sci.*, 33: 2452-2459.
- Kanada, S., C. Muroi, Y. Wakazuki, K. Yasunaga, A. Hashimoto, T. Kato, K. Kurihara, M. Yoshizaki, A. Noda, 2005: Structure of mesoscale convective systems during the late Baiu season in the global warming climate simulated by a nonhydrostatic regional model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 1: 117-120.
- Karl, T.R., N. Nicholls, A. Ghazi, 1999: Clivar/GCOS/WMO Workshop on Indices and Indicators for Climate Extremes Workshop Summary. *Climatic Change*, 42: 3-7.

- Katz, R.W., M.B. Parlange, C. Tebaldi, 2003: Stochastic modelling of the effects of large-scale circulation on daily weather in the southeastern US. *Climatic Change*, 60: 189–216.
- Keeling, C.D., T.P. Whorf, M. Wahlen, J. van der Plicht, 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature*, 375: 666–670.
- Kessler, E., 1969: On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations. Meteor. Monogr., No. 32, *Amer. Meteor. Soc.*, 84 pp.
- Khairoutdinov, M., Y. Kogan, 2000: A new cloud physics parameterization in a large-eddy simulation model of marine stratocumulus. *Monthly Weather Review*, 128, 229–243.
- Kiehl, J., J. Hack, G.B. Bonan, B. Boville, B. Briegleb, D. Williamson, P. Rasch, 1996: Description of NCAR community climate model (CCM3). NCAR technical note NCAR/TN-420 + STR, 152 pp
- Kleinn, J., C. Frei, J. Gurtz, D. Lüthi, P.L. Vidale, C. Schär, 2005: Hydrological simulations in the Rhine basin, driven by a regional climate model. *J. Geophys. Res.*, 110, D04102, doi:10.1029/2004JD005143.
- Krinner, G., C. Genthon, Z. Li, P.L. Van, 1997: Studies of the Antarctic climate with a stretched-grid general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 102, 13731–13745.
- Lacis, A.A., J.E. Hansen, 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 31: 189–204.
- Lambert, S. J., Boer, G. J. 2001: CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. *Clim. Dynam.*, 17: 83–106. (doi:10.1007/PL00013736)
- Le Treut, H., Z.-X. Li, M. Forichon, 1994: Sensitivity of the LMD general circulation model to greenhouse forcing associated with two different cloud water parameterizations. *J. Climate*, 7, 1827–1841.
- Lenderink, G., B. van den Hurk, E. van Meihgaard, A.P. van Ulden, J. Cuijpers, 2003: Simulation of present-day climate in RACMO2: first results and model developments. *KNMI Technical Report*, 252, 24 pp Available from KNMI, Postbus 201, 3730 AE, De Bilt, The Netherlands.
- Lenoble, J., 1993: Atmospheric Radiative Transfer. Deepak, Hampton VA. 532p.
- Leung, L.R., L.O. Mearns, F. Giorgi, R.L. Wilby, 2003: Regional climate research: needs and opportunities. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 84: 89–95.
- Leung, L.R., Y. Qian, X. Bian, W.M. Washington, J. Han, J.O. Roads, 2004: Mid-century ensemble regional climate change scenarios for the western United States. *Clim. Change*, 62: 75–113.
- Lorenz, P., D. Jacob, 2005: Influence of regional scale information on the global circulation: a two-way nested climate simulation. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18706, doi:10.1029/2005GL023351.
- MacKay RM, M.K.W. Ko, S. Zhou, G. Molnar, R-L. Shia, Y. Yang, 1997: An estimation of the climatic effects of stratospheric ozone losses during the 1980s. *Journal of Climate*, 10: 774–788.

- Major György, 1979: Mennyi energiát kapunk a napsugárzásból? *Élet és Tudomány* 35. szám, 1093-1097.
- Manabe, S., F. Möller, 1961: On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere. *Monthly Weather Review*, 89: 503–532.
- Manabe, S., R.F. Strickler, 1964: Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J. Atmos. Sci.*, 21: 361-385.
- Manabe, S., R.T. Wetherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, 24: 241-259.
- Manabe, S., K. Bryan, 1969: Climate Calculations with a Combined Ocean-Atmosphere Model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26: 786-789.
- Manabe, S., R.T. Wetherald, 1975: The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 32: 3-15.
- Marcella, M.P., E.A.B. Eltahir, 2008: Modeling the hydroclimatology of Kuwait: The Importance of subcloud layer evaporation in semiarid climates. *Journal of Climate*, 12(21): 2976-2989.
- Martcorena, B., B. Bergametti, 1995: Modeling the atmospheric dust cycle: 1-design of a soil derived dust production scheme, *J. Geophys. Res.*, 100: 16415-16430.
- May, W., E. Roeckner, 2001: A time-slice experiment with the ECHAM4 AGCM at high resolution: The impact of horizontal resolution on annual mean climate change. *Clim. Dyn.*, 17: 407–420.
- May, W., 2004: Simulation of the variability and extremes of daily rainfall during the Indian summer monsoon for present and future times in a global time-slice experiment. *Clim. Dyn.*, 22: 183–204.
- McGregor, J.L., K.C. Nguyen, J.J. Katzfey, 2002: Regional climate simulations using a stretched-grid global model. In: *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling* [Ritchie, H. (ed.)]. Report No. 32, WMO/TD-No. 1105, World Meteorological Organisation, Geneva, pp. 15–16.
- Mearns, L.O., W. Easterling, C. Hays, D. Marx, 2001: Comparison of agricultural impacts of climate change calculated from high and low resolution climate scenarios. Part I: The uncertainty due to spatial scale. *Climatic Chang*, 51: 131-172.
- Meier, H.E.M., R. Döscher, A. Halkka, 2004: Simulated distributions of Baltic sea-ice in warming climate and consequences for the winter habitat of the Baltic Sea ringed seal. *Ambio*, 33: 249–256.
- Mitchell, T.D., T.R. Carter, P.D. Jones, M. Hulme, M. New, 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). *Tyndall Working Paper No.55*, Tyndall Centre, Norwich, UK, 30pp.
- Mitchell, T.D., P.D. Jones, 2005: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int. J. Climatol.*, 25: 693– 712.

- Mizuta, R., K. Oouchi, H. Yoshimura, A. Noda, K. Katayama, S. Yukimoto, M. Hosaka, S. Kusunoki, H. Kawai, M. Nakagawa, 2006: 20km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model. Mean climate states. *J. Meteorol. Soc. Japan.*, 84:165–185.
- Pal, J.S., E. Small, E. Elthair, 2000: Simulation of regionalscale water and energy budgets: representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *J Geophys Res* 105(29): 567-594.
- Pal, J. S., F. Giorgi, X. Bi, 2004: Consistency of recent European summer precipitation trends and extremes with future regional climate projections. *Geophysical Research Letters* 31: L13202, doi:10.1029/2004GL019836.
- Pardo, E., S. Marín, V. Sanchis, A.J. Ramos, 2005: Impact of relative humidity and temperature on visible fungal growth and OTA production of ochratoxigenic *Aspergillus ochraceus* isolates on grapes. *Food Microbiology*, 22: 383-389.
- Patterson, J. C., P. F. Hamblin, 1988: Thermal simulation of a lake with winter ice cover, *Limn. Oceanography*, 33: 323-338.
- Phillips, N. A., 1956: The general circulation of the atmosphere : a numerical experiment, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 82: 123–164.
- Pieczka I., J. Bartholy, R. Pongrácz, P. Kardos, A. Hunyady, 2009: Analysis of expected climate change in the Carpathian Basin using a dynamical climate model. In: Numerical Analysis and Its Applications (eds: Margenov, S., Vulkov, L.G., Wasniewski, J.). Lecture Notes in Computer Science 5434. Springer, Berlin Heidelberg NewYork. pp. 176-183.
- Rauscher, S.A., A. Seth, J.-H. Quian, S.J. Camargo, 2006: Domain choice in an experimental nested modeling prediction system for South America, *Theor. App. Climatol*, 86: 229-246.
- Rayner, N.A.; D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent, A. Kaplan, UKMO - GISST/MOHMATN4/MOHSST6 - Global Ice coverage and SST (1856-2006), NCAS British Atmospheric Data Centre, 2006. Available from http://badc.nerc.ac.uk/view/badc.nerc.ac.uk__ATOM__dataent_GISST
- Räsänen, J., 2002: CO₂ induced changes in interannual temperature and precipitation variability in 19 CMIP2 experiments. *Journal of Climate*, 15: 2395-2411.
- Rinke, A., R. Gerdes, K. Dethloff, T. Kandlbinder, M. Karcher, F. Kauker, S. Frickenhaus, C. Köberle, W. Hiller, 2003: A case study of the anomalous Arctic sea ice conditions during 1990: Insights from coupled and uncoupled regional climate model simulations. *J. Geophys. Res.*, 108, 4275, doi:10.1029/2002JD003146.
- Roeckner, E., K. Arpe, 1995: AMIP-Experiments with the new Max Planck Institute model ECHAM4. Proceedings of the First International AMIP Scientific Conference, Monterey, California, USA, 15-19 May 1995, WCRP-92, WMP/TD-No.732, 307-312.
- Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblueh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida, A. Tompkins, 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description
- Roeckner, E., R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, L. Kornblueh, E. Manzini, U. Schlese, U. Schulzweida, 2004: The atmospheric general circulation model ECHAM5 Part II: Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution

- Saltzman, B., A.D. Vernekar, 1968: A parameterization of the large-scale eddy flux of relative angular momentum. *Mon. Weather Rev.*, 96: 854-857.
- Saltzman, B., A.D. Vernekar, 1971: An equilibrium solution for the axially symmetric component of the Earth's macroclimate. *J. Geophys. Res.*, 76: 1498-1524.
- Sansom, J., Renwick, A. J., 2006: Climate change scenarios for New Zealand rainfall. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46: 573-590.
- Sasaki, H., K. Kurihara, I. Takayabu, 2006: Comparison of climate reproducibilities between a super-high-resolution atmosphere general circulation model and a Meteorological Institute regional climate model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 1: 81–84.
- Sasamori, T., J. London, D. Van Hoyt, 1972: Radiation budget of the southern hemisphere. *Meteorol. Monogr.*, 13: 9-23.
- Schlesinger, M.E., 1976: A numerical simulation of the general circulation of atmospheric ozone. PhD. Thesis, Dept. Atmos. Sci., University of California, Los Angeles.
- Schlesinger, M.E., 1983: A review of climate models and their simulation of CO₂ induced warming. *Intern. J. Environmental Studies*, 20: 103-114.
- Schmidli, J., C. Frei, P.L. Vidale, 2006: Downscaling from GCM precipitation: A benchmark for dynamical and statistical downscaling. *Int. J. Climatol.*, 26: 679–689.
- Scott, D., G. McBoyle, B. Mills, 2003: Climate change and the skiing industry in southern Ontario (Canada): exploring the importance of snowmaking as a technical adaptation. *Clim. Res.*, 23: 171–181.
- Seem, R., 2004: Forecasting plant disease in a changing climate: a question of scale. *Can. J. Plant Pathol.*, 26(3): 274–283.
- Seifert, A., K.D. Beheng, 2001: A double-moment parameterization for simulating autoconversion, accretion, and selfcollection. *Atmos. Res.*, 59–60, 265–281.
- Seifert, A., L. Nuijens, B. Stevens, 2010: Turbulence effects on warm-rain autoconversion in precipitating shallow convection. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136: 1753-1762.
- Sellers, W.D., 1969: A global climatic model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system. *Journal of Applied Meteorology*, 8: 392–400.
- Shell, Karen M., Richard C. J. Somerville, 2005: A generalized energy balance climate model with parameterized dynamics and diabatic heating. *J. Clim.*, 18: 1753-1772.
- Smagorinsky, J., S. Manabe, J.L. Holloway, 1965: Results from a nine-level general circulation model of the atmosphere. *Monthly Weather Review*, 93: 727–768.
- Small, E. E., L. C. Sloan, 1999: Simulating the water balance of the Aral sea with a coupled regional climate-lake model, *J. Geophys. Res.*, 104: 6583-6602.
- Slingo, J. M., 1989: A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds, *J. Atmos. Sci.*, 46: 1419-1427.

- Solymosi, N., Cs. Torma, A. Kern, Á. Maróti-Agóts, Z. Barcza, L. Könyves, O. Berke, J. Reiczigel, 2010: Changing climate in Hungary and trends in the annual number of heat stress days. - *International Journal of Biometeorology*. Online First (38) DOI 10.1007/s00484-009-0293-5.
- Stone, M.C., R.H. Hotchkiss, L.O. Mearns, 2003: Water yield response to high and low spatial resolution climate change scenarios in the Missouri River Basin. *Geophys. Res. Lett.*, 30: 1186.
- Szépszó, G., A. Horányi, 2008: Transient simulation of the REMO regional climate model and its evaluation over Hungary. *Időjárás*, 112: 213-232.
- Szépszó, G., J. Bartholy, G. Csima, A. Horányi, A. Hunyady, I. Pieczka, R. Pongrácz, Cs. Torma, 2008: Validation of different regional climate models over the Carpathian Basin. EMS8/ECAC7 Abstracts, 5, EMS2008-A-00645.
- Sundqvist, H., E. Berge, J. E. Kristjansson, 1989: The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model, *J. Climate*, 11: 2698-2712.
- Tibaldi, C., K. Hayhoe, J.M. Arblaster, G.E. Meehl, 2006: Going to the extremes: an intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Climatic Change*, 79: 185–211.
- Torma, Cs., J. Bartholy, R. Pongrácz, Z. Barcza, E. Coppola, F. Giorgi, 2008: Adaptation and validation of the RegCM3 climate model for the Carpathian Basin. *Időjárás*, 112. (No.3-4.): 233-247.
- Torma, Cs., E. Coppola, F. Giorgi, J. Bartholy, R. Pongrácz, 2011: Validation of a high resolution version of the regional climate model RegCM3 over the Carpathian Basin. *Journal of Hydrometeorology*. 12. (No 1.), pp 84-100.
- Trenberth, K.E., 1992: *Coupled Climate System Modelling*. Cambridge University Press: Cambridge.
- Tvetvinskaya, E.A., L.O. Mearns, T. Mavromatis, W. Gao, L. McDaniel, M.W. Downton, 2003: The effect of spatial scale of climatic change scenario on simulated maize, winter wheat and rice production in the southeastern United States. *Climatic Change*, 60: 37-71.
- U.S Geological Survey, 2001 Global land cover characteristics data base version 2.0
- Uppala, S.M., P.W. Kallberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V.D. Bechtold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G.A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R.P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M.A. Balmaseda, A.C.M. Beljaars, L. Van De Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B.J. Hoskins, L. Isaksen, P.A.E.M. Janssen, R. Jenne, A.P. McNally, J.F. Mahfouf, J.J. Morcrette, N.A. Rayner, R.W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K.E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, J. Woollen, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131: 2961-3012.
- Wang, X.L., F. Zwiers, V. Swail, 2004: North Atlantic ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century. *J. Clim.*, 17: 2368– 2383.

- Wang, YH, DJ. Jacob, 1998: Anthropogenic forcing on tropospheric ozone and OH since pre-industrial times. *Journal of Geophysical Research*, 103: 31123–31135.
- Wigley, T.M.L., S.C.B. Raper, 1992: Implications for climate and sea level of revised IPCC emissions scenarios, *Nature*, 357: 293-300.
- Wilby, R.L., S.P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton, L.O. Mearns, 2004: *Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods*. IPCC Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Analysis (TGICA), http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/guidelines/StatDown_Guide.pdf.
- Wild, M., C.N. Long, A. Ohmura, 2006: Evaluation of clear-sky solar fluxes in GCMs participating in AMIP and IPCC-AR4 from a surface perspective. *J. Geophys. Res.* 111, D01104. (doi:10.1029/2005JD006118)
- Xue, M., K.K. Droegemeier, V. Wong, 2000: The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I: Model dynamics and verification. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 75(3–4): 161–193.
- Yasunaga, K., M. Yoshizaki, Y. Wakazuki, C. Muroi, K. Kurihara, A. Hashimoto, S. Kanada, T. Kato, S. Kusunoki, K. Oouchi, H. Yoshimura, R. Mizuta, A. Noda, 2006: Changes in the Baiu frontal activity in the future climate simulated by super-high-resolution global and cloud-resolving regional climate models. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 84: 199–220.
- Yoshizaki, M., C. Muroi, S. Kanada, Y. Wakazuki, K. Yasunaga, A. Hashimoto, T. Kato, K. Kurihara, A. Noda, S. Kusunoki, 2005: Changes of Baiu (Mei-yu) frontal activity in the global warming climate simulated by a non-hydrostatic regional model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 1: 25–28.
- Yun, W. T., L. Stefanova, T. N. Krishnamurti, 2003: Improvement of the multimodel supersensembles technique for seasonal forecasts. *J. Clim.* 16, 3834–3840.
- Zeng, X., M. Zhao, R. E. Dickinson, 1998: Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using toga coare and tao data. *J. Climate*, 11: 2628-2644.

<http://www.umweltbundesamt.de/uba-info-presse-e/2008/pdf/pe08-068.pdf>

<http://www.iges.org/grads/>

<http://www.mathworks.com/products/matlab/>

<http://www.r-project.org/>