

REGIONÁLIS ÉGHAJLATI FORGATÓKÖNYVEK ELŐKÉSZÍTÉSE STATISZTIKUS MÓDSZEREKKEL

Mika János*

Összefoglalás

Tanulmányunk bemutatja, hogy milyen eredményekre jutottunk az empirikus megfigyelési adatok statisztikai elemzésével hazánk, ezen belül az Alföld múltbeli éghajlati változásai terén, s hogy ezek a következtetések megállják-e a helyüket az IPCC (2007) által összefoglalt globális modellek és az ENSEMBLES (2009) projekt legfrissebb mezoléptékű modelljeinek prognózaival szemben.

1. BEVEZETÉS

Földünk éghajlata három évtizede folyamatosan melegszik. Ennek fő oka nagy valószínűséggel az üvegházhatás erősödése. Ám azt, hogy e hatás miként alakul a jövőben, nem tudjuk ugyanazokkal a modellekkel megbízhatóan becsülni, mint amikkel a globális változások mértékét előre jelezzük. A globális modellek 100–200 km-es névleges felbontása, s emiatt korlátozott fizikai tartalma, illetve a hatásvizsgálatok sokkal finomabb felbontás iránti igénye között ún. *leskálázással* teremthetünk kapcsolatot. Ezen a globális modellekből kinyerhető, durva felbontású-, és a térben részletesebb információ közötti kapcsolatkeresést értjük.

A leskálázásnak van fizikai és statisztikai változata, ám ezek egyike sem ígér olyan megbízhatóságú eredményt, mint amit az éghajlati rendszer releváns folyamatainak egy rendszerként való modellezése nyújthatna. Napjainkban a figyelem mind inkább a fizikai megoldás felé terelődik hazánkban is, mivel hosszabb távon ettől várjuk a kapcsolódó döntések súlyához méltó bizonyosságú megoldást.

A jelen tanulmány szerzője viszont az elmúlt bő két évtizedben a statisztikai közelítésekkel foglalkozott. Finom felbontású modellkísérletre egyetlen esetben volt lehetősége, amikor izoláltan (háttér-modellhez kapcsolódás nélkül) tervezett kísérleteket a földhasználat magyarországi változásairól. Tanulmányunkban ezért túlnyomó részben statisztikai elemzéseket mutatunk be, de a 4. pontban ismertetünk néhány globális és regionális modelleredményt is. Látni fogjuk, hogy a többféle közelítés eredményei hazánkban, és ezen belül az Alföldön, várható markáns változások tekintetében hasonló következtetésre jutottak.

2. FELHASZNÁLT MÓDSZEREK

A tanulmányban szereplők közül *négy módszert* tartunk önálló jelentőségűnek:

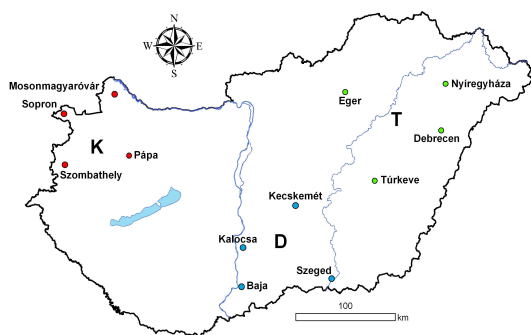
1. Alkalmaztuk a szelelés módszerét (Mika 1988), amely a megfigyelt (1881–1980) adatsorokban $Y = Y_0 + (\delta Y / \delta \langle T \rangle) \langle T \rangle + (\delta Y / \delta \Delta T) \Delta T$ alakú, lineáris regressziós kapcsolatot keres a helyi Y éghajlati elem, valamint az északi félgömbi átlaghőmérséklet ($\langle T \rangle$) és a kontinens–óceán léghőmérsékleti kontraszt (ΔT) között. E kapcsolatokat 1 egyensúlyi és 6 nem egyensúlyi felosztásra kerestük, melyek rendre azonos (13, illetve 5–25 év) hosszúságú időszeleteket tartalmaznak. A számításokat három hazai térség 4-4 állomásából képzett területi átlagokra végeztük el (1. ábra).

* Dr. Mika János, az MTA doktora, Eszterházy Károly Főiskola, 3300 Eger, Eszterházy tér 1. és Országos Meteorológiai Szolgálat, 1024 Budapest, Kitaibel P. u. 1.

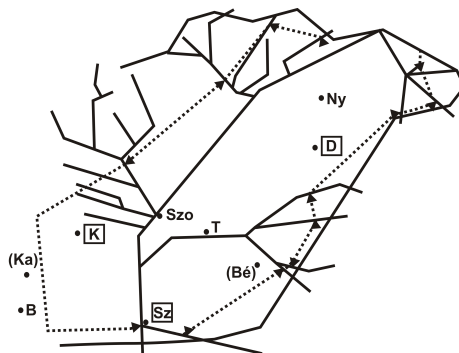
2. Az energia-mérleg modellt (Mika et al 1991) a talaj és a légkör vízmérlegével kiegészítve (Mika et al 1993), energia- és vízmérleg modellt állítottunk fel a Tisza 36 ezer km²-es magyarországi síkvidéki vízgyűjtő területére (2. ábra). A csapadékot, a párolgást, a légköri vízgőz-szállítást és a lefolyást lineáris regresszióval parametrizáltuk a hőmérséklet, a napfénytartam és a talajnedvesség függvényében. A modellt a napfénytartamra vonatkozó $n=n(\langle T \rangle, \Delta T)$ kapcsolattal zártuk le.

3. Konkretizáltuk ún. instrumentális változók módszerét, amely rövid sorokra is alkalmazható (Mika és Bálint 2000). Az 1974–1998 közötti, monoton +0.26 °C/10 év globális lineáris trendű 25 évben az időt választottuk Z instrumentális változónak, ami kielégíti az ehhez szükséges feltételeket. A Z instrumentális változó segítségével a regressziós együttható a kovarianciák $b=cov(Y,Z)/cov(X,Z)$ hányadosaként áll elő.

4. A hazai szakirodalomból növénytípusonként ismert, felszínalbedó és a párolgást befolyásoló, növény-konstans értékeket a Statisztikai Hivatal évkönyveiben közreadott területhasználati arányokkal súlyoztuk. E súlyozott átlagok évenkénti különbségeinek hatását egy sugárzás-átviteli modellbe helyettesítve, becslésekhez jutottunk a tényleges múltbeli földhasználat éghajlati hatásairól (Mika et al., 2006).



1. ábra. A hazánk három térségét reprezentáló, 4-4 hosszú időszorozattal bíró állomás.



2. ábra. A Tisza hazai vízgyűjtő területe, 13 vízmérce által határoltan (36 e km²).

3. EREDMÉNYEK

3.1 Hőmérséklet

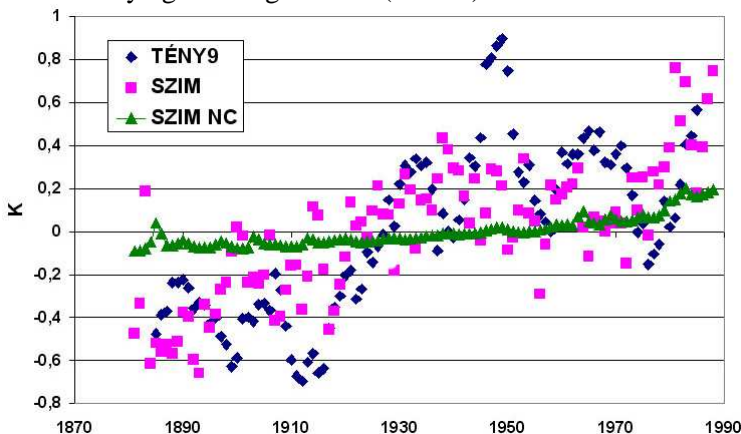
Az alapidőszak (1881–1980) eredményei. A nyári félévi hőmérséklet a három vizsgált hazai térségben (Kisalföld, Duna–Tisza Köze, Észak-Tiszántúl) 1,0–1,6-szoros, együtthatóval követte a félgömbi átlaghőmérséklet alakulását (1. táblázat). A hazai inhomogenitások egységes, országos korrekciója után az együtthatók értéke 2,0 a szeletelés egyensúlyi és nem-egyensúlyi változataiban egyaránt. A téli félévi hőmérséklet hazánkban a kontinens–óceán hőmérsékleti kontraszttal mutat 1,5–2,0 szorzójú kapcsolatot, amit a homogenizálás 1,9-re módosított.

Korábbi tanulmányunkban (Mika 1992) kimutattuk, hogy a hazai hőmérséklet nyári félévi viselkedése tökéletesen illeszkedik a mérsékeltövi rácspontról kirajzolt együttható-térképekhez. A téli félévben pedig tágabb léptékben is teljesül, hogy a rácspontról kirajzolt értékek sorozatának sincs kapcsolata a félgömbi átlaghőmérséklettel, de a kontinens–óceán kontraszttal a kapcsolat Közép-Európa jelentős részén érvényes.

1. táblázat. A szeletelés regressziós együtthatói és hibaszórásaik (Kisalföld: *K*; Duna–Tisza köze: *D*; Észak–Tiszántúl: *T*). A nem-egyensúlyi együtthatóknál a számtani közepet ($\Sigma/6$) adtuk meg. (Zárójelben néhány 80 %-on sem szignifikáns együttható.)

Regressziós együttható	Nyári félév		Téli félév		
	EG	$\Sigma/6$	EG	$\Sigma/6$	
Hőmérséklet $^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{C}$	$\delta T / \delta \langle T \rangle$				
	<i>K</i>	1,5±0,5	(1,1 ±0,8)	1,8±0,1	1,6±0,4
	<i>D</i>	1,5±0,5	(1,0 ±0,9)	1,5±0,2	1,3±0,4
	<i>T</i>	1,6±0,4	(1,2 ±0,8)	2,0±0,3	1,6±0,5
Csapadék $\text{mm}/^{\circ}\text{C}$	$\delta P / \delta \langle T \rangle$				
	<i>K</i>	-85±48	-114±40	(28±29)	(27±38)
	<i>D</i>	-79±29	-84 ±34	(31±28)	48±34
	<i>T</i>	(-36±30)	-46 ±34	(-22±23)	(-10±25)
Napfénytartam $\% / ^{\circ}\text{C}$	$\delta n / \delta \langle T \rangle$				
	<i>K</i>	19±7	18 ±8	.	.
	<i>T</i>	23 ±5	21 ±8	.	.

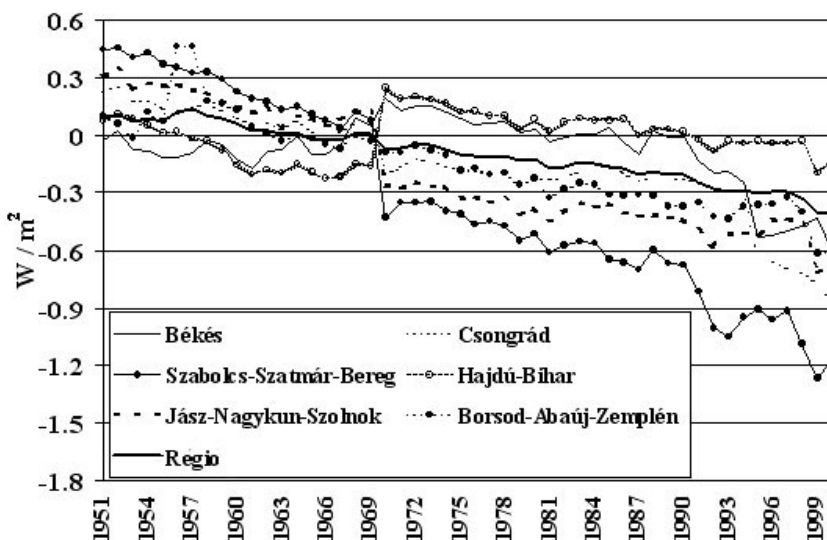
A nyári félévben kapott magas, kétszeres regressziós együttható, amivel a hazai hőmérséklet az adott száz évben követte a globális változásokat, jól visszaadja a regionális energia- és vízmérleg modell (EWBM). Ehhez azonban az antropogén és természetes külső tényezők alakulása mellett, elő kell írunk a felhőzet csökkenését is. Ha ezt nem tesszük, akkor a sugárzási kényszerek változása csupán a töredékét okozza az 1881–1988 közötti tényleges melegedésnek (3. ábra).



3. ábra. Szimulált nyári félévi hőmérsékletváltozás a Tisza 2. ábrán látható részvízgyűjtőjének energia és vízmérleg modelljében az 1881–1988 időszakban.

TÉNY9 – a megfigyelt mozgó átlagok; SZIM – a felhőzeti változások és visszacsatolásokkal szimulált értékek; SZIM NC – szimulált értékek a felhőzeti visszacsatolások nélkül (csak az elsődleges sugárzási változások hatása)

A földhasználat 6 kelet-magyarországi megyében dokumentált változásai miatt 1951 és 2000 között a nyári félévben csökkent a felszín albedója, ami $0,6 \text{ Wm}^{-2}$ -rel (4. ábra) emelte a felszín-légkör rendszer sugárzási mérlegét (Mika et al 2006). E változás megközelíti az üvegházhatás erősödésének mértékét az adott időszakban. A párolgás ez idő alatt csupán 2 mm-rel növekedett. E változások mértéke azonban nem kérdőjelezi meg hipotézisünket a regionális és globális változások közötti kapcsolatok általános, a változások okaitól független voltáról.



4. ábra: A földhasználat dokumentált változásainak hatása a felszín-légkör rendszer rövidhullámú energia-visszaverésére áprilistól októberig.

A zérus szint megválasztása az értékek 1851–1980 közötti átlaga alapján történt. A negatív érték nagyobb energia-bevételt jelent! (Az 1970 körüli ugrások egyes térségek megyék közötti átcsoportosításának a következményei.)

A kapcsolatok fennmaradása független időszakokban. Az 1881–1980 időszakban Grönland hőmérséklete magas regressziós együtthatójú, szignifikáns kapcsolatot mutatott a félgömbi átlaghőmérséklettel, s ezt a közeli óceáni területek vízhőmérséklete is megerősítette. A grönlandi hőmérséklet szoros és lineáris kapcsolattal követte a globális melegedést a nagyobb változások teljes, kb. +5 °C-ig terjedő tartományán. Ennek alapján, a grönlandi hőmérséklet alakulása (ahonnan az elmúlt kb. százezer évre rendelkezünk adatokkal), jól használható a globális változások indikátoraként.

A hiányzó adatok zérussal pótlásától immár mentes, történelmi adatsorok (Rác 1999) 1521 és 1850 között magas szignifikanciával igazolják a nyári félévi hőmérséklet pozitív kapcsolatát a grönlandi O^{18} -izotópok arányával, mint közvetett helyi hőmérsékleti mutatóval, ami egyben a félgömbi átlaghőmérsékletnek is indikátora. E vizsgálat azt az eredményt is igazolja, hogy a téli félévben a hazai hőmérséklet nem mutat szignifikáns kapcsolatot a globális hőmérséklettel (2. táblázat).

(A hőmérséklet várható jövőbeli alakulására a 3.4. pontban még visszatérünk.)

2. táblázat. A közvetett történelmi hőmérsékleti- és csapadék-átlagok kapcsolata a félgömbi hőmérséklet indikátorának tekintett (a hőmérséklet jelleg érdekében -1-gyel szorzott) grönlandi O^{18} izotóp aránnyal az 1521 és 1850 közötti, tízévenkénti ($N=33$) átlagokból, Rác (1999) becslései felhasználásával. Az eredmények igazolják a műszeres adatokból nyert kapcsolatok előjelét, illetve (nagy szórás esetén) a hiányát.

Hőmérséklet	Korr. eh.	Regr. eh.	R szig. %
Évi átlag	0,28	0,41±,25	(11)
Téli félév	0,04	0,06±,26	(81)
Nyári félév	0,37	0,61±,27	(3)

Csapadék	Korr. eh.	Regr. eh.	R szig. %
Évi átlag	- 0,34	-0,58±,29	(5)
Téli félév	- 0,17	-0,19±,19	(34)
Nyári félév	- 0,38	-0,74±,33	(3)

Az 1981 és 2005 közötti, független időszakban a hazai hőmérséklet országosan a téli félévben 0,2, míg a nyáriban 0,4 °C-kal volt magasabb, mint 1951–1980-ban. Ez a melegedés kissé elmarad a regressziós kapcsolatok és a tényleges félgömbi hőmérsékletek kombinációjából adódó 0,3, ill. 0,7 °C-tól. Ezen belül a téli félévben mind az 1981–1990-es évtizedben, mind a rákövetkező 15 évben voltak negatív eltérésű állomások, de az eltérések országos átlagának előjele és nagyságrendje mindkét időszakban az elvárás szerint alakult. A nyári félévben minden állomás mindkét részidőszakban egyértelmű melegedést mutatott. Összességében tehát a hőmérséklet alakulása a független 25 évben is megfelelt a regresszió szerinti elvárásnak.

3.2. Felhőzet, napfénytartam

Az alapidőszak (1881–1980) eredményei. A relatív napfénytartam a nyári félévben 0,2 °C⁻¹-os (20%/°C-os), igen erős együttthatóval követte a félgömbi átlaghőmérséklet alakulását a kérdéses időszakban. A téli félévben egyik félgömbi változóval sem kaptunk szignifikáns kapcsolatot (lásd az 1. táblázatban).

Amint fentebb is jeleztük, a hazai hőmérséklet nyári félévi magas együttthatóját csak úgy tudjuk megmagyarázni a regionális EWBM kereti között, ha figyelembe vesszük a felhőzetnek a globális melegedéssel párhuzamos csökkenését. Mivel a tényleges melegedés így is kissé meredekebb, mint a szimulált tendencia, a hazai felhőzet (relatív napfénytartam) és a félgömbi hőmérséklet közötti együtttható az 1881–1989 közötti időszakban sem volt sokkal gyengébb, mint a kimutatott, s a szimulációban is használt 0,2 °C⁻¹ (azaz 0,5 °C melegedésre 10 % felhőzetcsökkenés).

A nyári félévi változás előjel és nagyságrend szerint illeszkedik a vizuális felhőzetnek az alpi–kárpáti térség 2,5x2,5 fokos négyzeteire az instrumentális változók módszerével kapott regressziós együttthatóinak mezőjéhez is (3. táblázat).

3. táblázat. A felhőzet változása 0,5 °C félgömbi melegedésre átszámítva az alpi–kárpáti térség 2,5 fokos négyzeteibe eső adatok alapján (1973–1996)

Téli félév	7,5	10	12,5	15	17,5	20	22,5	25	27,5	30 °E
52,5	-7%	-7%	-7%	-7%	-5%	-4%	-4%	-5%	-3%	-4%
50	-4%	-3%	-4%	-4%	-4%	-3%	-2%	-1%	-2%	1%
47,5	-4%	-3%	-3%	-2%	-5%	-4%	-1%	3%	6%	n. a.
45	-9%	-14%	-8%	-7%	-9%	-8%	-6%	1%	-5%	-1%

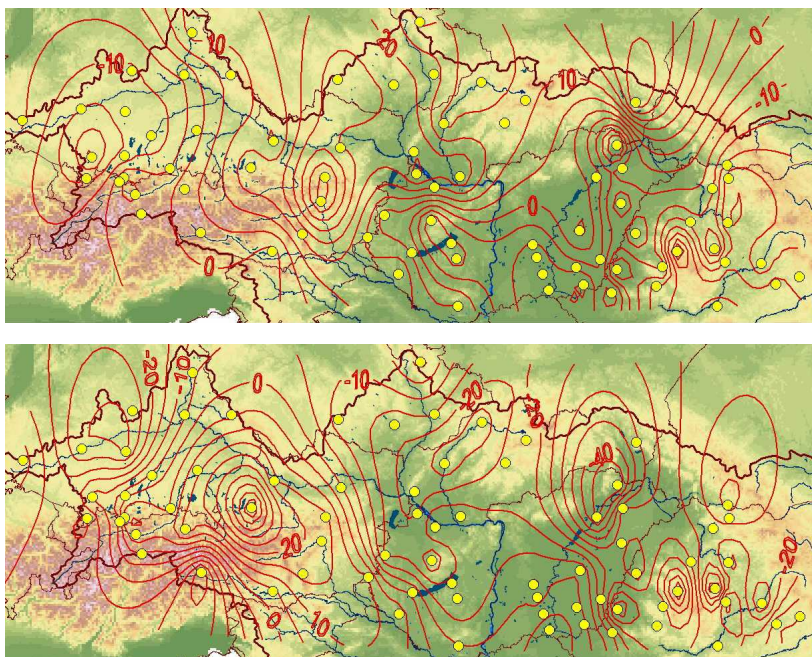
Nyári félév	7,5	10	12,5	15	17,5	20	22,5	25	27,5	30 °E
52,5	-1%	1%	2%	-1%	0%	0%	-3%	-5%	-2%	-2%
50	1%	4%	0%	-2%	-2%	-2%	-4%	-5%	-7%	-2%
47,5	1%	1%	0%	-1%	-5%	-5%	-4%	-7%	0%	n. a.
45	-6%	-11%	-10%	-11%	-14%	-17%	-16%	-7%	-12%	-10%

A kapcsolatok fennmaradása független időszakokban. A nyári félévi napfénytartam az 1981–2005 évek átlagában 15 órával meghaladta az 1951–1980 időszak átlagát. Ez az érték előjel szerint megfelel, de egy nagyságrenddel kisebb, mint amire az alapidőszak regressziós együttthatója és a félgömbi hőmérséklet kombinációja nyomán számíthattunk. A téli félévben szintén a napfénytartam növekedését tapasztaltuk (+38 óra, azonosan a két részidőszakban is), ám ezt nem tudjuk az alapidőszakban szignifikáns együttthatóval szembesíteni.

3.3. Csapadék

Az alapidőszak (1881–1980) eredményei. A félgömbi hőmérséklet kisebb emelkedésével párhuzamosan a hazai csapadék a nyári félévben $-50\text{--}110\text{ mm}/^\circ\text{C}$ együttthatóval, meredeken csökken (lásd az 1. táblázatban). A téli félévi csapadékösszeg kapcsolata a félgömbi melegedéssel a három vizsgált térségben nem egyértelmű, de még a pozitív együttthatók is kisebbek, mint a nyári félévi csökkenés.

A szeletelésben használnál rövidebb, de hazánk területét több állomással lefedő, 1974–1998-as időszakon alapuló regresszió-beclsés szerint a monoton globális melegedéshez a téli félévben mindenütt csapadék-csökkenés tartozott. A nyári félévben a csapadékcsökkenés kiterjed az Alföld és a Dunántúl nagy részére, viszont a Kisalföldön és a Tiszántúl északi részén pár %-nyi növekedés mutatkozott (5. ábra).



5. ábra: A $0,5\text{ }^\circ\text{C}$ félgömbi melegedésre átszámított, százalékos változás mezők a csapadékösszegben, a nyári (fent) és a téli félévben (lent) a 25 év (1974–1998) alatt.

A kapcsolatok fennmaradása független időszakokban. A zérussal pótlásától mentes, 33 évtizedre kiterjedő történelmi adatsorok a hőmérsékletre kapottal azonosan magas szignifikanciával igazolják a nyári félévi csapadék negatív kapcsolatát a grönlandi O^{18} -izotópok arányával. E vizsgálat a téli félévben nem szignifikáns negatív kapcsolatra utal a globális hőmérséklettel, ami tovább komplikálja a csapadék e félévi sajátosságainak megállapítását.

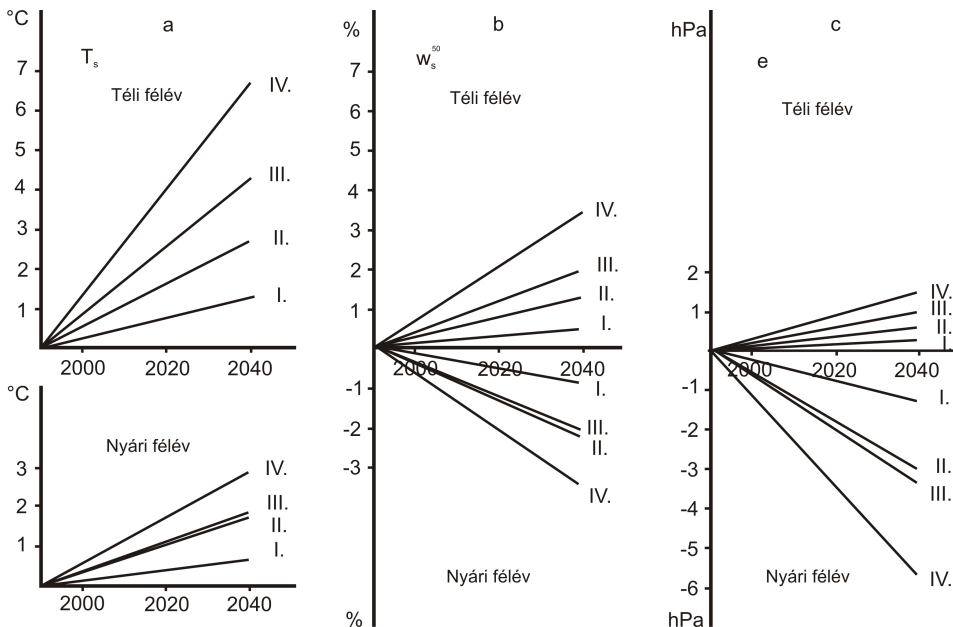
Az 1981 és 2005 közötti időszakban a csapadék országos átlagának eltérése az 1951–1980-as átlagoktól a téli félévben $-35\text{ mm}/\text{félév}$ volt, ami alacsonyabb a regresszió alapján várt, enyhe ($-4\text{--}17\text{ mm}$) többletnél. A nyári félév csapadék-eltérése -25 mm , ami megfelel a várt $-18\text{--}46\text{ mm}$ tartománynak. Az évi csapadékösszeg eltérése tíz állomásból számítva -60 mm , míg a legújabb keletű, 37 homogenizált csapadékállomás alapján csak -40 mm . Az utóbbi érték megfelel a regresszióból számított szélső értékeknek ($-1\text{--}50\text{ mm}$).

Az utóbbi negyedszázadon belül, a téli félévben a fenti csapadékhiányok nem különböztek lényegesen egymástól az első 10 és a következő 15 évben. A nyári félévben azonban az 1981–1990-ben a vártnál jóval kevesebb, az utóbbi 15 évben viszont annál több csapadék hullott, hiszen a tíz állomásból számolt országos átlag csak -5 mm-rel maradt alatta a referencia-időszaknak (szemben a várt -23--58 mm-rel). Összességében a csapadék nyári félévi és éves viselkedése a 25 évre megfelelt a korábbi időszak tendenciáinak, de az egyezés csak az előjelre és a nagyságrendre vonatkozik, sőt, külön-külön a 10 és a 15 éves időszakokban már nem is stimmelt minden nagyságrend. A téli félévi csapadékváltozás előjele – ami régióként eltért az alapidőszakban is – ugyanakkor bizonytalanabbá vált.

3.4. Talajnedvesség

A nyári félévi csapadék csökkenése, a napfénytartam és hőmérséklet növekedése valószínűsítik a talajnedvesség csökkenését, amit háromféle közelítésben is igazoltuk:

A hőmérséklet és a csapadék anomáliáin alapuló talajnedvesség-sorok (Dunay 1986) szerint a félévben a hőmérséklet $\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$ -os emelkedése esetén a vízkapacitás 30%-ánál kisebb talajnedvességű, *aszályos hónapok gyakorisága 60%-kal nő!*



6. ábra: Az energia- és vízmérleg modell félévi prognosztikai változóinak alakulása a széndioxid-koncentráció növekedése, a globális éghajlat érzékenysége és a kontinens–óceán kontraszt változásának gyorsasága szerint elkülönülő négy különböző forgatókönyv szerint

T_s – hőmérséklet, w_s – talajnedvesség, e – a levegő párányomása, mindhárom változóra a felszín közelében.

A Palmer-féle aszályindex (PDSI) sorozatáról előbb két további talajnedvesség becslést felhasználva igazoltuk, hogy az szoros korrelációval és jól interpretálható fizikai együtthatóval tükrözi a talaj felső 1 méteres rétegének nedvességtartalmát. Ugyancsak kimutattuk, hogy az ország területe 16 síkvidéki állomás PDSI sorainak faktor-

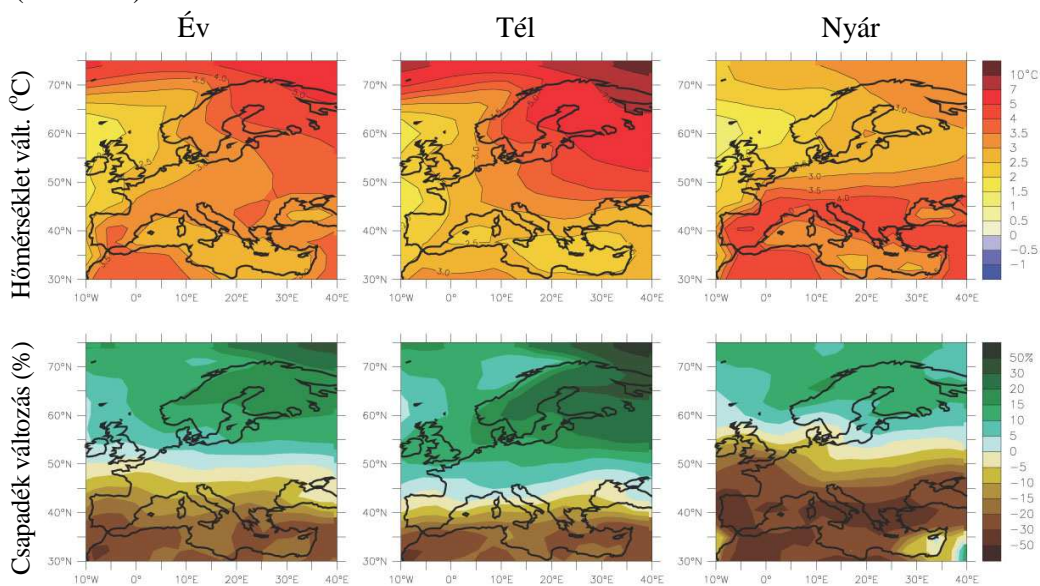
analízisével és cluster-analízisével ugyanarra a 3-3 régióra tagozódik, sőt e térségek történetesen egybeesnek a szeletelés 4-4 állomása által lefedett régiókkal (1. ábra) is. A régiók egy-egy jelző állomásán a PDSI sorok az 1881–1980-as időszak vizsgált, nyári félévi hónapjaiban (április, június és augusztus) ellentétesen változtak a félgömbi hőmérséklettel. Tehát ez a mutató is a talajnedvesség csökkenésére utal.

A talajnedvesség csökkenésének harmadik igazolása az IPCC globális forgatókönyveihez kapcsolódó, regionális EWBm-szimuláció (6.c ábra), amelyben a nyári félévi talajnedvesség minden forgatókönyvben egyértelmű csökkenéssel reagál az üvegházhatás erősödésére. A téli félévben a talajnedvesség – hasonlóan a párányomáshoz (6.b ábra) – növekedett, bár az év e szakában a modell túlzott szenzibilis hőszállítást ír elő, a felhőzet ekkor nem szignifikáns módosulásai alapján (Mika et al. 1993). Megjegyezzük, hogy valószínűleg ugyanez a hiba okozza, hogy a hőmérséklet a téli félévben erőteljesebben emelkedik (6.a ábra), noha a regressziós kapcsolatok alapján kevésbé egyértelmű a változása, mint a nyári félévben.

4. Szembesítés globális és regionális modellekkel

4.1 Kapcsolt óceán-légkör modellek eredmény-mezői

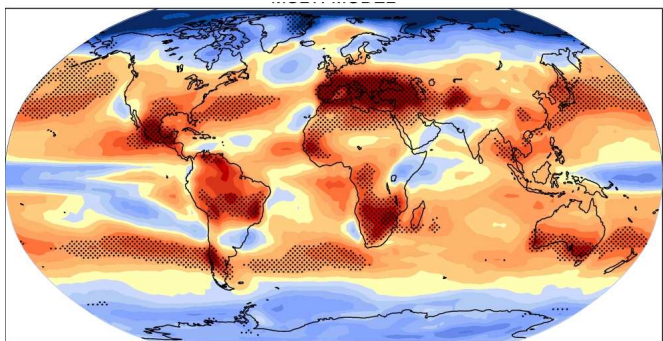
Az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (IPCC) 2007. évi Negyedik Értékelő Jelentésében (10. fejezet Supplement) közreadott 21 globális modell (ezek jellemzőit az 1. mellékletben közöljük) eredményei alapján bemutatjuk a hőmérséklet és a csapadék téli és nyári átlagértékeinek változásait. Ezek a modellek a fizika alaptörvényeit, tehát a tömeg, az impulzus és az energia megmaradását öntik matematikai egyenletekbe. Ezeket a modelleket kapcsolt óceán-légkör általános cirkulációs modelleknek (OAGCM) is nevezzük.



7. ábra. A hőmérséklet (felül) és a csapadék (alul) változásai 2080–2099-ra az 1980–1999 évekhez képest Európában, az A1B radikális forgatókönyv alapján. A térképek 19 általános cirkulációs modell átlagában mutatják a változást. (IPCC, 2007)

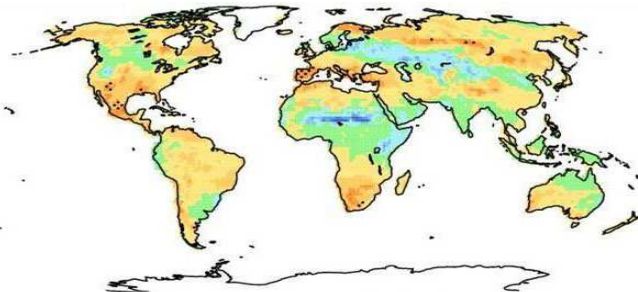
Az alábbi megváltozás-térképek a 2080–2099-ben várható változást mutatják be az 1980–1999 évek átlagaihoz képest a közepesen gyors növekedést jelző, A1B forgatókönyv alapján (IPCC, 2007). Az egyik (a 7.) ábra az Európára kinagyított, évszakos hőmérséklet- és csapadékváltozásokat mutatja be, a másik (a 8.) ábra-pár a felhőzet és a talajnedvesség változásait mutatja, évi átlagban. Ezek szerint Európában a hőmérsékletváltozás meghaladja a földi átlagos melegedést. Télen és évi átlagban a kontinens észak-keleti-, míg nyáron a déli vidékei melegszenek gyorsabban. Hazánkban és az Alföldön ekkor 3 °C-t meghaladó melegedés várható. Nyáron ennél is erősebb, 4 °C körüli melegedést mutatnak a modellek.

A csapadékváltozás előjele északon pozitív, délen negatív. A választóvonal (zérus változás) télen tőlünk délre, nyáron tőlünk északra húzódik. Évi összegben a csökkenés csupán néhány százalék, de ezt a téli 5 % körüli többlettel szemben, nyáron -10–20 %-os csapadékhány teszi különösen hátrányos időbeli megoszlásúvá.

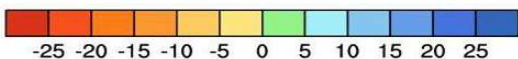


8. ábra. Egyes éghajlati mutatók előre jelzett változásai 19 modell átlagában. (Forrás: IPCC WG-I, 2007: Chapter 10, Supplement)

Változás a felhőzetben (%)



Változás a talajnedvességben (%)



Mindkét változó térbeli sajátosságaiban fontos szerepet játszik a felhőzet változása (8. ábra), amely elsősorban nyáron fokozza a tágra értelmezett mediterrán térségek melegedését, illetve összefügg a csapadék csökkenésének mértékével.

Végül, bemutatjuk a talajnedvesség számított alakulását is (szintén 8. ábra), ami a csapadék és a párolgás (hőmérséklet) változásainak együttes hatását tükrözi. Ezen a térképen egyértelmű, hogy hazánk a csökkenő talajnedvesség sávjába esik.

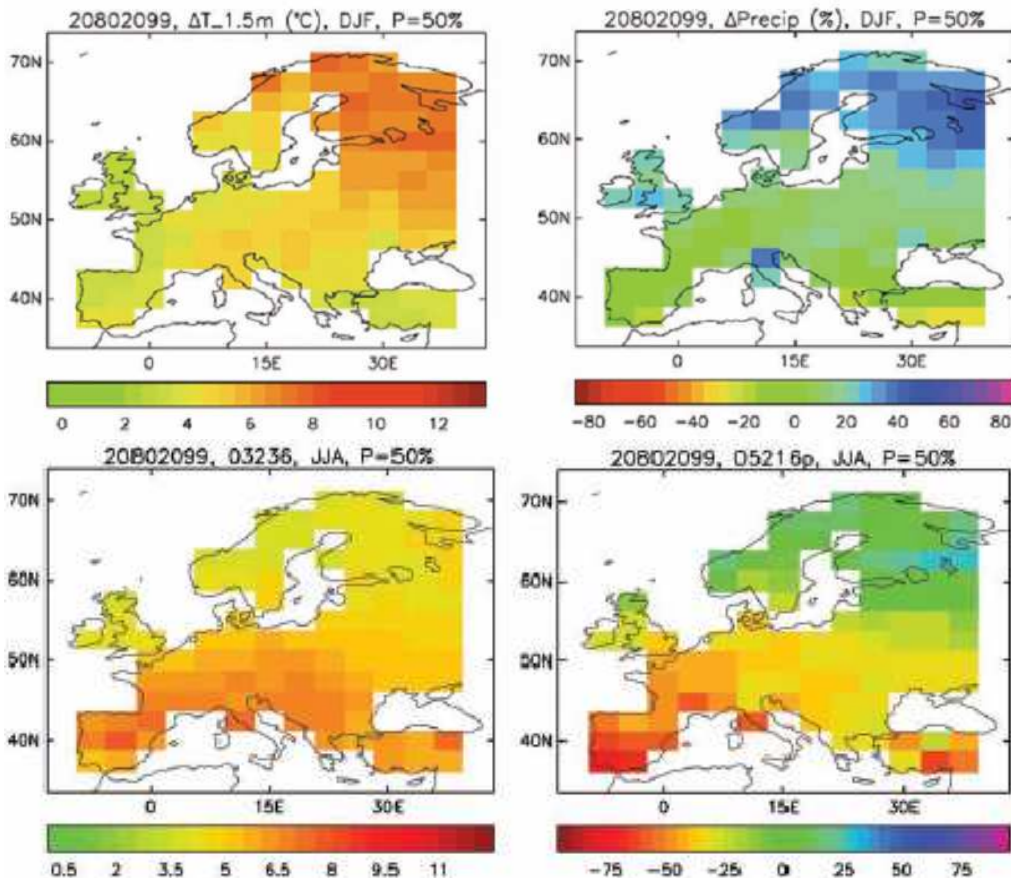
4.2. Az ENSEMBLES Projekt eredményei – beágyazott modellek

Tanulmányunk végére maradt az ENSEMBLES (2009) projekt eredményeinek ismertetése. Ma a beágyazott modellezést tekinti a tudományos világ a regionális éghajlati változások legkorszerűbb ismeretszerző eszközének. Ha ez az eszköz már kielégítené a gyakorlat igényeit, akkor a korábbi közelítésekre, így az általános cirkulációs

modellek térképeire és ezek le és átskálázásaira nem is lenne szükség. Sajnos azonban, amint az ENSEMBLES (2009) 140–141. oldalán látható (sajnos hely hiányában nem tudjuk bemutatni), a 2080–2099 évekre vonatkozó előrejelzések között óriási a különbség az alsó és felső decilisekhez tartozó megváltozás-mezők között. (A változások itt 1961–1990-hez viszonyított értékek. A különbség globális átlagban $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$.)

Csak a mediánokra tekintve megállapíthatjuk (9. ábra), hogy a melegedés *télen* mindenhol jelentős, észak-keletről délnyugatra csökkenve, csak a kontinens nyugati szélén, az óceán hatása alatt marad $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$ közelében. A Kárpát-medencében e számítások szerint a globális modellekből származónál valamivel nagyobb, $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os a melegedés. A csapadék esetében a térség nagy részén a medián csapadék-többletről tanúskodik, ezen belül hazánk térségében 20% körüli a csapadék-többlet.

Rátérve a nyári változások ábráira, a hőmérsékletváltozás mediánja Európában a téli változás eloszlásával ellentétes értelmű, azt az észak-keleti térségek kivételével meghaladó melegedést mutat. Hazánkban és az Alföldön a melegedés $6\text{--}7\text{ }^{\circ}\text{C}$. A csapadékváltozás modellek közötti eloszlásának mediánja a kontinens nagyobb részén csökkenést mutat, vagyis a zérus változás vonala ezekben a modellekben is jóval a Kárpát medencétől északra húzódik. Hazánkban a csapadék nyári összegének csökkenése mintegy 30% , a modellek eloszlásának közepén.



9. ábra. A hőmérséklet (balra) és a csapadék (jobbra) megváltozása az A1B forgatókönyv szerint 2080–2099-re télen (fent) és nyáron (lent), az 1961–1990 évekhez képest. (Mindenütt a 25 kísérlet mediánja, az eredmények eloszlásának 50%-a látható.)

5. KÖVETKEZTETÉSEK

Tanulmányunk a globális klímaváltozás regionális sajátosságai terén végzett empirikus vizsgálatainkat foglalja össze, melyek szigorúan véve egy-egy adott vizsgálati időszakra vonatkoztak. A feltárt kapcsolatok azonban számos időszakban összhangot, ismétlődést mutattak, ami reményt ad arra, hogy e relációkban több időszakra, és az éghajlati kényszerek változatos együttesére is igaz kapcsolatokról van szó.

Noha a fenti eredményeinket korábban sok hatásvizsgálat is felhasználta (Mika és Wantuchné Dobi 1998), ma már a pályatársak legtöbbször nem ezekkel az eszközökkel készült forgatókönyvekre támaszkodnak. Létrejött, sőt a hazai tudományos műhelyekben is „termőre fordult” ugyanis a finom felbontású éghajlat-modellezés (Christensen et al 2007; Halenka and Jacob 2008; ENSEMBLES 2009; Horányi et al 2010). Ennek eredményei egy magasabb tudományos bizonyosságot ígérnek. Ugyanis, amíg a múlt legkülönbözőbb szakaszaiban elvégzett összehasonlításokkal csak azt tudtuk megállapítani, hogy a múltban milyen volt a kapcsolat a nagyobb térségek és a hazai éghajlat egyes változói között, addig az új modellezés már közvetlenül a jövő állapotait vetíti elénk.

Emellett, egyre nagyobb számban, javuló felbontással és gazdagodó fizikai tartalommal jelennek meg időről időre a globális klímamodellek. Ezek eredményeinek egyességése még hagy ugyan kívánni valót maga után, s ez a beágyazott, regionális modellek pontosságát is hátrányosan befolyásolja, ezért az ezekkel eszközökkel számított regionális változásokat is érdemes figyelembe venni. Ezek ugyanis a teljes éghajlati rendszert szimulálják (nem csupán a vizsgált területét), így képesek teljesebben visszaadni annak időbeli változékonyságát és bizonytalanságát.

Saját fentebbi, szignifikánsnak mutatkozott empirikus eredményeinket a globális illetve regionális modellekkel összevetve, megállapíthatjuk, hogy azok *nincsenek el- lentmondásban* a fejlettebb eszközökkel számított változások irányával. Ennek alapján *az Alföldön a következő évtizedek során, 1–2 évtizedes időbeli átlagban a nyári félévi hőmérséklet jelentős emelkedésével, a csapadék és a felhőzet csökkenésével, ennek nyomán a talaj nedvességtartalmának csökkenésével kell számolnunk. A téli félévben ugyanakkor a változások kisebbek, illetve bizonytalanabbak.*

Irodalom

- Christensen, J.H.–Carter T.R.–Rummukainen, M.–Amanatidis, G. 2007: Predicting of regional scenarios and uncertainties for defining European climate change risks and effects: The PRUDENCE_Project. Climatic Change 81: Suppl., 1–371.
- Dunay, S. 1986: A talajnedvesség-számítás módosított módszere. Kézirat.
- ENSEMBLES 2009: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. van der Linden P., and J.F.B. Mitchell (eds.) Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK. 160pp. (<http://www.ensembles-eu.org>, letöltve: 2009. 12.27)
- Halenka, T. – Jacob, D. (eds.) 2008: Workshop on Regional Climate Modeling. Időjárás, 112. No. 3–4,
- Horányi A.–Krülyeyi I.–Szabó P.–Szépszó G. 2010: Klímamodellezési tevékenység. Eredmények (2010). Országos Meteorológiai Szolgálat, 18 p.
- IPCC 2007: Climate Change 2007: The Scientific Basis. Contribution of WG-I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (et al., eds.). Cambridge University Press, xdx pp. <http://www.ipcc.ch>
- Mika J.–Bálint G. 2000: Rainfall scenarios for the Upper-Danube catchment. Proc. XXth Conf. Danubian Countries, on Hydrological forecasting and the hydrological basis of water management, Bratislava, Slovakia, 4-8 September, 2000, CD-ROM, pp. 990–995
- Mika J. 1988: A globális felmelegedés regionális sajátosságai a Kárpát-medencében. Időjárás 92, 178–189
- Mika J. 1992: Method of slices to estimate regional features of the global warming at extratropical latitudes. In: 5th Int. Meeting on Statistical Climatol., June 22–26, 1992, Toronto pp. 433–436

- Mika J.–Horváth Sz.–Makra L. 2006: Effects of documented land use changes on the albedo of East-Hungary: 1951-2000. *Időjárás* 110, 49-62
- Mika J.–Németh P.–Dunay S. 1993: A felszín-légkör rendszer nagyléptékű vízháztartási komponenseinek parametrizálása a Kárpát-medence térségére. *OMSZ Beszámoló*, 1990, 157–170
- Mika J.–Kovács E.–Németh P.–Rimóczi-Paál A. 1991: Parameterisation for regional energy balance climate modelling over Hungary. *Advances in Space Res.* 11, (3)101
- Mika J. – Wantuchné Dobi I. 1998: Kis globális klímaváltozások térbeli és időbeli leskalázása hatásvizsgálati célokra. In: *Az éghajlatváltozás és következményei* (szerk. Dunkel Z.). Meteorológiai Tudományos Napok, '97, 105–116
- Rácz L. 1999: Climate history of Hungary since the 16th century: Past, present and future. Pécs, Discussion Papers, No. 28, p 160

1. melléklet. A 4.1. fejezetben felhasznált kapcsolt óceán-légkör modellek specifikációja (IPCC 2007 WG-I, Ch. 8., 597–599 o. alapján)

MODELLEK ÁTLAGA = 21 modell eredményeinek átlaga, ha mind közölte	GISS-AOM, 2004: NASA Goddard Institute for Space Studies, USA, top = 10 hPa, L12 A: 3° x 4° O: 3° x 4° L16
GISS-EH, 2004: NASA Goddard Institute for Space Studies, USA, top = 0.1 hPa, L20 A: 4° x 5° O: 2° x 2° L16	GISS-ER, 2004: NASA Goddard Institute for Space Studies, USA, top = 0.1 hPa L20 A: 4° x 5° O: 4° x 5° L13
GFDL-CM2.0, 2005: NOAA/Geophysical Fluid Dyn. Lab., USA top = 3 hPa L24, A: 2.0° x 2.5° O: 0.3°–1.0° x 1.0°	GFDL-CM2.1, 2005 NOAA/Geophysical Fluid Dyn. Lab., USA, =GFDL-CM2.0 with semi-Lagrangian atmospheric transport
CGCM3.1(T47), 2005: Canad. Centre for Clim. Mod. Anal., Canada, top =1 hPa, L31 A: T47 (~2.8° x 2.8°) O: 1.9° x 1.9° L29	CGCM3.1(T63), 2005: Canad. Centre for Clim. Mod. Anal., Canada, top =1 hPa, L31 A: T63 (~1.9° x 1.9°), O: 0.9° x 1.4° L29
MIROC3.2(hires), 2004: U.Tokyo; Nat. Ins. Env. Stud.; JAMSTEC, Japan top =40 km, L56 A: T106 (~1.1° x 1.1°) O: 0.2° x 0.3° L47	MIROC3.2(medres), 2004: U.Tokyo; Nat. Ins. Env. Stud.; JAMSTEC, Japan top = 30 km L20 A: T42 (~2.8°x2.8°) O: 0.5°–1.4°x1.4° L43
UKMO-HadCM3, 1997: Hadley Centre / Meteorol. Office, UK top =5 hPa, L19 A: 2.5° x 3.75° O: 1.25° x 1.25° L20	UKMO-HadGEM1, 2004: Hadley Centre/ Meteorol. Office, UK top = 39.2 km, L38 A: ~1.3° x 1.9° O: 0.3°–1.0° x 1.0° L40
CCSM3, 2005: National Center for Atmosph. Res., USA, top = 2.2 hPa, L26 A: T85 (1.4°x1.4°), O: 0.3°–1°x1°, L40	CNRM-CM3, 2004: Météo-France/Centre Nat. Rech. Mét., France, top =0.05 hPa L45, A: T63 (~1.9° x 1.9°) O: 0.5°–2° x 2° L31
CSIRO-MK3.0, 2001: Comm. Sci. Industr. Res. Org., Australia, top = 4.5 hPa, L18 A: T63 (~1.9° x 1.9°) O: 0.8° x 1.9° L31	ECHAM5/MPI-OM, 2005: Max Planck Inst. f. Meteor., Germany, top =10 hPa, L31 A: T63 (~1.9° x 1.9°), O: 1.5° x 1.5° L40
ECHO-G, 1999: Meteor. Inst. Univ. Bonn, FRG, Met. Res. Inst. Korea, top =10 hPa L19 A: T30 (~3.9°x3.9°) O: 0.5°–2.8°x2.8° L20	FGOALS-g1.0, 2004: Nat. Key Lab. /Inst. Atmos. Phys., China, top = 2.2 hPa, L26 A: T42 (~2.8° x 2.8°) O: 1.0° x 1.0° L16
INM-CM3.0, 2004: Institute for Numerical Mathematics, Russia top = 10 hPa, L21 A: 4° x 5° O: 2° x 2.5° L33	IPSL-CM4, 2005: Institut Pierre Simon Laplace, France top = 4 hPa, L19 A: 2.5° x 3.75° O: 2° x 2° L31
MRI-CGCM2, 2003: Meteorological Res. Institute, Japan top = 0.4 hPa L30 A: T42 (~2.8°x2.8°) O: 0.5°–2.0°x2.5° L23	PCM, 1998: National Center for Atmosph. Research, USA top = 2.2 hPa L26 A: T42 (~2.8°x2.8°) O: 0.5°–0.7°x1.1° L40

A mellékletben összefoglaltuk a felhasznált modelleket, illetve megadjuk a használt rövidítéseket, a modellek származási helyét és eredeti forrását, a légköri és az óceáni almodellek horizontális és vertikális felbontását. Az információk sorrendje: a modellt jegyző intézmény és ország, a modell-légkör felső határa, a vertikális szintek száma (top), a légköri modell vízszintes felbontása (A) és ugyanez az óceáni modellben (O).