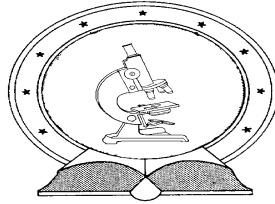


DE TTK



1949

A globálsugárzás változásai Európában

Egyetemi doktori (PhD) értekezés

Szerző neve:
Bartók Blanka

Témavezetők neve:
Prof. Dr. Mika János
Dr. habil. Tar Károly

DEBRECENI EGYETEM
Természettudományi Doktori Tanács
Földtudományok Doktori Iskola
Debrecen, 2013

Ezen értekezést a Debreceni Egyetem Természettudományi Doktori Tanács Földtudományok Doktori Iskola, Tájvédelem és éghajlat programja keretében készítettem a Debreceni Egyetem természettudományi doktori (PhD) fokozatának elnyerése céljából.

Debrecen, 2013

a jelölt aláírása

Tanúsítom, hogy Bartók Blanka doktorjelölt 2004 - 2008 között a fent megnevezett Doktori Iskola Tájvédelem és éghajlat programjának keretében irányításommal végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés elfogadását javasolom.

Debrecen, 2013

a témavezető aláírása

Tanúsítom, hogy Bartók Blanka doktorjelölt 2004 - 2008 között a fent megnevezett Doktori Iskola Tájvédelem és éghajlat programjának keretében irányításommal végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés elfogadását javasolom.

Debrecen, 2013

a témavezető aláírása

A globálsugárzás változásai Európában

Értekezés a doktori (Ph.D.) fokozat megszerzése érdekében
a Földtudomány tudományágban

Írta: Bartók Blanka okleveles geográfus

Készült a Debreceni Egyetem Földtudományok Doktori Iskola
(Tájvédelem és éghajlat programja) keretében

Témavezetők: Prof. Dr. Mika János
Dr. habil. Tar Károly

A doktori szigorlati bizottság:

elnök: Prof. Dr. Csorba Péter
tagok: Dr. habil. Makra László
Dr. habil. Szegedi Sándor

A doktori szigorlat időpontja: 2011. november 3.

Az értekezés bírálói:

Dr.
Dr.
Dr.

A bírálóbizottság:

elnök: Dr.
tagok: Dr.
Dr.
Dr.
Dr.

Az értekezés védésének időpontja: 2013

Bevezetés

A felszínre érkező napsugárzás térbeni és időbeni alakulása nemcsak az élettelen földi szférák működését vezérli, de a földi élet fennmaradásának és fejlődésének is keretet szab. Emellett a társadalom fejlődése környezeti adottságokra épül, és azokkal szoros kapcsolatrendszerben alakul, így a globálsugárzás alakulása környezeti és társadalmi szempontból is jelentőséggel bír. Napjainkban a felszínre érkező napenergia direkt és indirekt módon történő hasznosítása egyre nagyobb teret kap az energiatermelésben. Ez ugyancsak ráirányítja figyelmünket a globálsugárzás területi és időbeni változásának tanulmányozására. A napenergia alkalmazások több évtizedes energiatermelést céloznak meg, ezért a globálsugárzás hosszútávú prognózisa a beruházásokattervezési, gazdasági szempontból érintik.

A légkör összetételében tapasztalt változások, mint például az üvegázhatású gázok koncentrációjának növekedése, minden bizonnyal módosítja a sugárzásátviteli komponensek mennyiségét és vertikális eloszlását, amely továbbá a napsugarak felszínre érkezését, illetve időbeni és térbeni eloszlását határozza meg. Értekezésünkben ehhez kapcsolódva, a felszínre érő teljes napsugárzás, az úgynevezett globálsugárzás és az e mennyiséget meghatározó légköri összetevők időbeli változásait vizsgáljuk.

A disszertáció fő célkitűzései, hogy (i) megállapítsa az elmúlt évtizedekben, Európa területének nagy részén megfigyelhető globálsugárzás tendenciákat, illetve (ii) további statisztikai vizsgálatokkal és sugárzásátviteli modellezéssel segítségével körülhatárolja a globálsugárzás változásában tapasztalt területi különbségek okait, végül (iii) a felhőzettel kapcsolatos összefüggések alapján becslést adjon a globálsugárzás várható változásaira, felhasználva a globális klímamodellekben előrevetített tendenciákat.

A témakör szakirodalmának (1. fejezet), valamint a felhasznált adatok és módszerek (2. fejezet) bemutatása után, az eredmények (3. fejezet) között, elsőként meghatároztuk a globálsugárzás trendjeit Európa területén az 1975 és 2006 közötti monoton melegedő 32 évben. A vizsgálat során azt tapasztaltuk, hogy a globálsugárzás trendjeinek térbeli eloszlása meglehetősen szabálytalan, így kerestük ennek magyarázatát.

A következő lépésben a globálsugárzás sokéves változást nem lineáris hatványokkal közelítettük, viszont a másod- és harmadfokú polinomok illesztése sem adott szignifikánsan jobb illeszkedést a

lineárisnál. Ezt követően a felhőzet hatását vizsgáltuk meg. Amikor azonban azt találtuk, hogy a globálsugárzás trendjei kevésbé egyeznek a felhőzet megváltozásának ugyanilyen mezőivel, akkor tovább kerestük ennek az okát.

Elsőként megkíséreltünk olyan tömeges adathibákat azonosítani a globálsugárzásban, amik a globálsugárzás és felhőzet együttes változásának eltérését okozhatták. E vizsgálat első lépése az volt, hogy a felszíni adatokat összehasonlítottuk műholdas mérésekből származtatott globálsugárzás adataival, az utóbbiak által is lefedett, 1983-2005 években. Továbbá összehasonlítottuk az eredeti 32 év globálsugárzás és felhőzet adatainak nyers és homogenizált adatsorait. Bár ez a lépés, t.i. a homogenizálás, azaz a lokális adathibáktól való, matematikai alapú mentesítés javította valamelyest a globálsugárzás és a felhőzet mezőinek összhangját, szükségesnek láttuk a felhőzeten túl a további átbecsítési viszonyokban lehetséges monoton változások vizsgálatát is. A sugárzásátviteli számításoknál mind a kihullható vízgőz mennyiség klímaváltozással összefüggő, belső tényezőként való növekedését, mind a légköri aeroszol részecskék ettől független, ismert tendenciáit figyelembe vettük.

Ezekkel a lépésekkel jutottunk el a globálsugárzás és a klímaváltozás közötti kapcsolatok jobb megértéséhez, empirikus számszerűsítéséhez. A hatótényezők megértése lehetőséget kínál arra is, hogy azok várható változásaira, a tőlünk függetlenül készült előrejelzéseket a mi empirikus eredményeinkkel kombinálva, előrejelzést készítsünk a globálsugárzás jövőben várható alakulására. Az eredmény Európa középső részein, így a Kárpát-medencében is, valószínűleg jelentős sugárzásnövekedés, míg az északi és déli területeken kisebb változás, illetve sugárzás csökkenés.

1. SZAKIRODALMI ÁTTEKINTÉS

Áttekintésünkben elsőként összefoglaljuk azokat az ismereteket, amelyek a felszíni globálsugárzás és a légkör különböző összetevői közötti kapcsolatokat írják le. Ezt a globálsugárzás trendjeire vonatkozó szakirodalom fő következtetéseinek összefoglalása követi, végül a globálsugárzás tendenciáiban potenciálisan szerepet játszó légköri összetevők, vagyis a felhőzet, az aeroszol és a kihullható vízgőz mennyiség megfigyelt tendenciáinak bemutatása következik.

1.1 A légköri sugárzásátvitel

A Naptól érkező elektromágneses sugárzás a Föld optikailag sűrű légkörébe jutva változásokon megy keresztül. Így a légkör sugárzási egyenlegében a földi légkör sugárzásátbocsátó képessége (transzmissziója) kulcsfontosságú.

Az elektromágneses sugárzás gyengülését a légkörben az általános sugárzásátvitel egyszerűsített formájával, a Beer – Bouguer – Lambert-törvénnyel írhatjuk le (LIOU, 2002). Adz vastagságú réteg esetén a λ hullámhosszúságú $I_{\lambda 0}$ belépősugárzásmennyiség a dz út megtétele után $-dI_{\lambda}$ csökkenése:

$$-dI_{\lambda} = s_{el} I_{\lambda 0} dz, \quad (1.1)$$

ahol, s_{el} extinkciós koefficiens csak a közeg anyagi minőségétől és a λ hullámhossztól függ. Ha a közegben az abszorpciós koefficiens s_{al} és a szórás koefficiens s_{sl} , akkor $s_{el} = (s_{al} + s_{sl})$.

Az egyenlet megoldása:

$$I_{\lambda} = I_{\lambda 0} e^{-s_{el} dz}, \quad (1.2)$$

ahol, I_{λ} a sugárzásmennyiség z út megtétele után. Ebből az extinkciós koefficiens:

$$s_{el} = \frac{1}{z} \ln \frac{I_{\lambda 0}}{I_{\lambda}}, \quad (1.3)$$

A fentiek alapján meghatározott monokromatikus optikai mélység azt jellemzi, hogy a λ hullámhosszúságú sugárzás milyen mértékben gyengül z vastagságú rétegen való áthaladás esetén. A földfelszínen ($z=0$) az

optikai mélységet az extinkciós koefficiens z magasságtól végtelenig való integrálja adja.

Ily módon minden λ hullámhosszra kiszámítható az adott komponens abszorpciója és szórása okozta gyengítés mértéke, amelyet az optikai mélység ad meg (LIOU, 2002). Egy adott gáz abszorpciós optikai mélysége az adott gáz légoszlopban mérhető teljes mennyiségének és abszorpciós együtthatójának a szorzata. Ugyanígy számolandó a szórás optikai mélység is. A különböző gázok és aeroszol részecskék egészen eltérően abszorbeálnak és szórnak a különböző hullámhosszokon. Egy adott hullámhosszon a teljes optikai mélységet a különböző gázok adott hullámhosszon kiszámított abszorpciós optikai mélysége és az aeroszol extinkciós (szórás + abszorpciós) optikai mélységének az összege adja.

A klasszikus légköri sugárzásátvitel elmélet mellett, ami különböző egyszerűsítéseket feltételez a légkör és annak alkotórészeinek tulajdonságait illetően (párhuzamos sík légkör, a felhőelemek szabályos alakja, egyszeres szórás), ma már bonyolultabb és valóságosabb módon is leírható a légkör sugárzásmódosító hatása (LIOU, 2002). A legújabb megközelítések tartalmazzák a szóró részecske függőleges helyzetének figyelembe vételét a beérkező sugárzás útjában, illetve a nemhomogén felhők háromdimenziós vizsgálatát. A disszertáció célja vizsgálni az egyes légköri elemek sugárzásmódosító hatásának időbeli változását, amihez elegendő egy durvább (havi) időbeni felbontás is. Ezért a vizsgálatokban a fenti, klasszikus megközelítést alkalmazó Mezoszkálájú Légköri Sugárzási Kód (Mesoscale Atmospheric Global Irradiance Code, MAGIC) sugárzási modellt (MUELLER et al., 2009) alkalmaztuk.

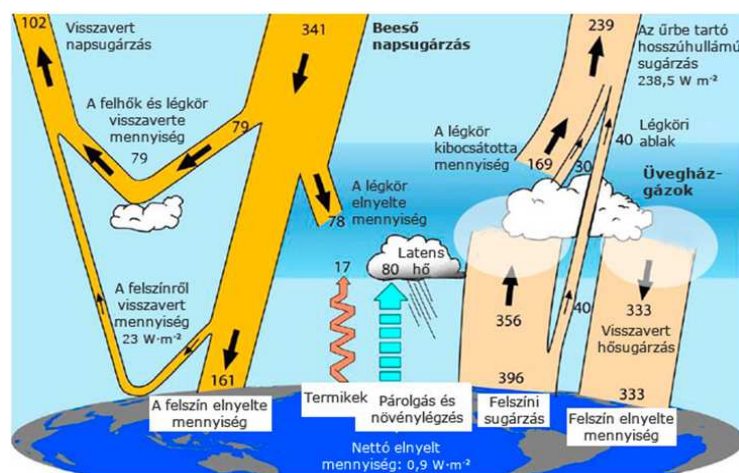
1.2 A légkör sugárzási mérlege

A Föld-légkör rendszer fő energiaforrása a Naptól érkező rövidhullámú sugárzás. Ez az energia indítja be és tartja mozgásban azokat az anyag- és energiaáramlatokat, amelyek biztosítják a rendszer működését és egyensúlyát. Meteorológiai szempontból ez a sugárzás a $4\mu\text{m}$ -nél kisebb hullámhosszú tartományt foglalja magába (SALBY, 1996), maximális sugárzással a $0,5\mu\text{m}$ spektrumban. A Naptól érkező energia a légköri összetevők függvényében direkt vagy szórt formában éri el a felszínt, melynek összegét a meteorológiai szakirodalom, elsősorban az empirikus vizsgálatokban, globálsugárzásként definiálja. A globális jelző ebben az esetben a teljes rövidhullámú spektrumot jelöli, eltérően a más földrajzi

tudományágakban értelmezett globális/global jelzőtől. Az utóbbi az egész földfelszínre kiterjedő jelenségekre utal.

A Föld éghajlatának tanulmányozása szempontjából azok a folyamatok kapnak kulcsfontosságú szerepet, amelyek a globálsugárzás-légkörön belüli megoszlását vezérlik, ezáltal az egészséghajlati rendszer energiamérlegét meghatározzák.

A Föld jelen éghajlatának átlagos energiaháztartását az 1.1 ábra szemlélteti, mely műholdas megfigyelések és sugárzásátviteli modellek számításai alapján készült (TRENBERTH ÉS FASSULO, 2009). A légkör külső gömbfelszínére éves átlagban 341 W/m^2 energia érkezik. A légkörön való áthaladás során ennek a mennyiségnek 30%-át a légkör összetevői, valamint a felszín azonnal visszasugározza a Világűr felé. A megmaradó 239 W/m^2 energia nagy részét a földfelszín (szárazföld és óceán), másrészt a légkör egyes komponensei elnyelik. A felszín által elnyelt napsugárzás infravörös kisugárzás, szenzibilis hő és látens hő formájában kerül vissza a légkörbe, ahonnan egy része távozik a Világűrbe, másik részét a légkör visszasugározza a felszín felé. Az 1.1 ábrán feltűnik egy $0,9 \text{ Wm}^2$ nagyságú maradék, ami a légkörből folyamatosan az alatta fekvő közegekbe, döntő arányban az óceánokba áramlik. Ez jelzi, hogy a légkör és a felszín közötti zérus sugárzási mérleg megbomlott, azaz a Föld-légkör-rendszert valami folyamatosan melegíti. Ez a maradéktag tehát az összes sugárzási (rövid- és hosszúhullám), valamint a nem sugárzási energiaforma (latens és érzékelhető hőátadás) eredőjének nem zérus voltát tükrözi.



1.1 ábra A Földi éghajlatának éves energiaháztartása, W/m^2 (TRENBERTH ÉS FASSULO, 2009 után)

A Föld energiaháztartását alapjában véve három tényező befolyásolhatja (IPCC, 2007), éspedig:

1. Az éghajlati rendszerbe érkező napenergia változása (Föld-Nap orbitális elemeinek változása, a naptevékenység változása),
2. a visszavert rövidhullámú sugárzás változása (a légkör, illetve a felszín albedójának változása),
3. hosszúhullámú kisugárzás mennyiségének változása (üvegházhatású gázok koncentrációjának változása).

A disszertáció célkitűzése a globálsugárzás térbeni és időbeni változásainak vizsgálata, ezért a továbbiakban a légkör energiaháztartásának csak a rövidhullámú összetevői, ezen belül is a felszínre érkező rövidhullámú sugárzást módosító tényezők bemutatására kerül sor.

A felszínre érkező rövidhullámú sugárzás térbeni és időbeni eloszlását elsősorban a csillagászati tényezők határozzák meg. Ezek a tényezők:

1. a nappalok hossza: a direkt besugárzás időtartamát és ezáltal a felfogott energia napi összegét befolyásolja,
2. Nap beesési szöge, ami további két összetevőre bontható, éspedig:
 - a napmagasság, mely szabályozza a sugárzás légköri útjának hosszát s vele a légköri sugárzásgyengítést,
 - a napsugarak és a tényleges felfogó felszín által bezárt szög, mely meghatározza az egységnyi felületre érkező energiaáramot.

A rövidhullámú sugárzást ($<4 \mu\text{m}$) a légkörben megtett útja során módosító tényezők három csoportba sorolhatjuk, éspedig: alévköri gázok, a felhőzet és a légkörben található aeroszol.

1.2.1 A légköri gázok szerepe a globálsugárzás alakulásában

A légkörben található gázok szelektív abszorpciójuk révén különböző hullámhosszakon csökkentik a légkörön átjutó rövidhullámú sugárzást. A 1.2 ábra szemlélteti az egyes légköri molekulák elnyelési sávjait aegyes sugárzási spektrumban a felszínen, valamint a troposzféra felső határán. A rövidhullámú tartományban ($<4 \mu\text{m}$) a sugárzás szempontjából aktív molekulák közé a vízgőz, ózon, valamint kis mértékben az O_2 , CH_4 és CO_2 tartoznak. A légköri molekulák által elnyelt energia az elnyelési magasságban melegíti a légkört.

molekulákon történő szórás a Rayleigh-féle szórási törvény írja le, melynek értelmében arövidebb hullámhosszon jóval erőteljesebb a szórás (GERESDI, 2004). Ennek következtébe a rövidhullámú sugárzás mindegy 40%-a a közeli UV tartományban szóródik, és alig 1%-a a közeli infra tartományban. Összességében a rövidhullámú sugárzás mindegy 10%-a szóródik a légköri molekulákon (SALBY, 1996), ennek kicsivel több, mint fele (6.1%) hagyja el a légkört növelve ezzel a planetáris albedót.

1.2.2 A felhőzet dominanciája a globálsugárzás alakulásában

A vízcseppekből, jégkristályokból, illetve vegyes halmazállapotú elemekből felépült felhőzet a légköri sugárzás legjelentősebb befolyásoló tényezője (KONDRATYEV, 1984; LIU, 2002). A felhőzet a beérkező rövidhullámú sugárzást elsősorban a magas szóróképessége révén módosítja, ezáltal jelentős mértékben csökkentve a globálsugárzás mennyiségét.

A rövidhullámú sugárzás felhőelemeken történő szórását a Mie-Lorenz szórási törvény írja le, amely alapján meghatározható a szórás iránya és az egyes irányokban mutatott fényintenzitás, azaz a szórási mintázat.

A Mie-elmélet peremfeltételei:

1. beeső sugárzás monokromatikus síkhullám,
2. a szóró részecske gömbölyű,
3. csak szóródás lép fel az anyag és fény kölcsönhatása során,
4. a részecskeméret és a hullámhossz összemérhető.

Mivel a szórás hullámhosszfüggő folyamat, annál jelentősebb, minél rövidebb a szóró közegen áthaladó sugárzás hullámhossza. A Mie-féle szórás elsősorban aláltható fény tartományában jelentős.

A fénysugár felhős közegben való gyengülését az alábbi formula írja le (KOKHANSKY, 2004):

$$I = I_0 \exp \left(- \frac{\tau}{\cos \nu_0} \right) \quad (1.4)$$

ahol, I_0 a felhőzetre érkező fénysugár intenzitása, I az áteresztett sugárzás intenzitása, ν_0 – beesési szög, τ felhő optikai vastagsága.

$$\tau = \int_0^H \sigma_{ext}(z) dz \quad (1.5)$$

ahol, H a felhő geometriai vastagsága, σ_{ext} a kioltási tényező.

$$\sigma_{ext} = \frac{3C_V}{2a_{ef}} \quad (1.6)$$

ahol, C_V részecskék térfogat koncentrációja, a_{ef} effektív sugár $a_{ef} = 3V/S$, V részecskék térfogata, S részecske felülete.

A légköri molekulák által okozott szóródás (Rayleigh) nagyságrendekkel kisebb a Mie-féle szóráshoz képest (KIEHL és TRENBERTH 1997).

A felhőkben található vízpárának és vízcseppeknek szerepük van a beérkező sugárzás elnyelésében is (1.2.1 fejezet), ezáltal adott magasságban melegítőhatásuk van. Ugyanakkor a felhőelemek körül található aeroszol részecskék szerepe tovább bonyolíthatja a felhők sugárzásmódosító hatásának számszerűsítését (MENON, 2002).

Összességében a felhők sugárzásmódosító hatása az (1.7) és (1.8) összefüggések alapján számszerűsíthető (SALBY,1996):

$$C_{SW} = F_{SW}^{CS} - F_{SW} \quad (1.7)$$

$$C_{LW} = F_{LW}^{CS} - F_{LW} \quad (1.8)$$

ahol, C_{SW} a felhők sugárzásmódosító hatása a rövidhullámú spektrumban, C_{LW} felhők sugárzásmódosító hatása a hosszuhullámú spektrumban, F_{SW} a rövidhullámú sugárzási áram, F_{LW} a hosszuhullámú sugárzási áram, CS a sugárzási áram felhőmentes égbolt esetében

A felhők globális sugárzásmódosító hatását az Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) megfigyelések segítségével HARRISON ET AL. (1990) az alábbi értékekre becsülte: a rövidhullámú sugárzási kényszer átlagosan évi -48 W/m^2 (rövidhullámú sugárzásvesztés a felhőkről való visszaverés következtében), a hosszuhullámú sugárzási kényszer $+31 \text{ W/m}^2$ (energiatöbblet, a felhőkben található vízgőz üvegházhatása következtében), ennek alapján a felhőzet sugárzásmódosító hatása globális szinten -17 W/m^2 . TRENBERTH és FASSOLI (2009) úgyszintén a felhők rövidhullámú és hosszuhullámú sugárzási kényszerének meghatározásánál -50 W/m^2 (15%), illetve $+30 \text{ W/m}^2$ értékeket kapott.

1.2.3 Az aeroszol szerepe a globálsugárzás alakulásában

A légkörben található aeroszol részecskék a felhőelemekhez hasonlóan elnyelhetik, illetve szórhatják a beérkező rövidhullámú sugárzást. Ezt tekintjük az aeroszol direkt hatásának. E két folyamat közül az elnyelés a domináns, amely az aeroszol kémiai összetételének, valamint a részecskék méret szerinti eloszlásának következményeként jelenik meg.

Az aeroszol sugárzasmódosító hatásának számszerűsítésére leggyakrabban az aeroszol optikai mélység mennyiséget használjuk (AOT), mely a napsugárzás különböző spektrumaiban, kifejezetten az aeroszol általi sugárzásgyengítésére jellemző fizikai mennyiség.

Az aeroszol jelenléte a felhőzet kialakulásában is jelentős szerepet játszik (kondenzációs magvak), így indirekt módon ugyancsak befolyásolják a rövidhullámú energiaáramot. Az aeroszol indirekt hatása a felhők optikai tulajdonságainak és élettartamának megváltoztatásában nyilvánul meg (RAMANATHAN et al, 2001).

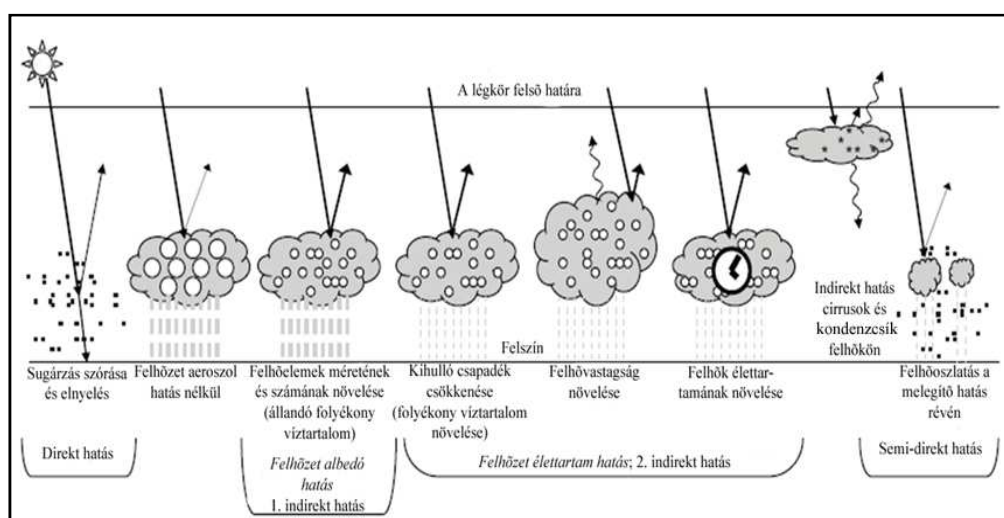
A kondenzációs magként jelenlevő aeroszol esetében ismert, hogy ezek szemcseméretével logaritmikusan csökken a felhőcseppek kialakulása (GERESDI, 2004). Ennek következményeként a szennyező forrástól távolabbi helyekre eljutó, kisebb szemcseméretű aeroszol inkább hozzájárulnak a felhőképződéshez, mint a szennyezés közvetlen környezetében levő nagyobb szemcseméretűek. (ROSENFELD et al, 2008). Ugyanakkor az aeroszol a sugárzáselnyelés révén melegítik az adott réteget, így stabilizálják azt, mely megakadályozza a további felhőképződést, vagy éppen felhősztató hatással bírnak. Ez a jelenség elsősorban a kibocsátás közvetlen közelében figyelhető meg. Ennek következtében nagyon szennyezett térségben kialakulhat az a helyzet, hogy az aeroszol direkt hatásának következtében tapasztalt globálsugárzás csökkenéssel egyidőben a felhőzet csökkenése is megfigyelhető.

A fentiekből következtetve elmondható, hogy az aeroszol indirekt hatása inkább a kibocsátástól távolabbi térségekben válik fontossá, míg direkt hatásuk az erősen szennyezett térségekben dominál. Az 1.5 ábra szemlélteti az aeroszolás felhőzetsugárzásra gyakorolt összetett hatását.

Összegezve: az aeroszol sugárzasmódosító hatásának számszerűsítése, és ezáltal modellezése, az alábbi okok miatt bizonytalan:

1. a különböző összetételű és méretű/alakú aeroszol komplex törésmutatója adott hullámhosszon nem ismert,
2. nem ismert a részecskék alak- és méretszerinti megoszlásának vertikális profilja,

3. az aeroszol légköri koncentrációja regionális jellegű (ellentétben pl. a CO₂-dal), ugyanakkor a direkt és indirekt aeroszol mérések nagyon sporadikus jellegűek.



1.3 ábra Sugárzásátviteli mechanizmusok sematikus ábrája a felhőzet (felhőtípus elkülönítése nélkül) és a vele szoros kapcsolatot mutató aeroszol figyelembe vételével (IPCC, 2007)

1.3 A globálsugárzás változásának vizsgálata

Az elmúlt évtizedek mérési adatai alapján az éghajlati rendszer számos komponense változást mutat, mint globális, mint pedig regionális szinten. Az északi féltekén mintegy 0,5 °C melegedést tapasztaltunk az 1975-ös időszaktól kezdve az 1961-1990 referencia időszakhoz képest (JONES, 2013). A disszertáció célkitűzése megvizsgálni e monoton melegedő időszakban a globálsugárzás regionális változásait Európában.

Az elmúlt két évtizedben számos empirikus és éghajlati modellszámításokra alapuló tanulmány igazolta, hogy a globálsugárzás évtizedes változásokat mutatott. Ennek eredményeképpen került be a széles körű szakirodalomba az úgynevezett *globális homály* (*global dimming*), illetve a *globális világosodás* (*global brightening*) fogalma, mely a globálsugárzás évtizedes fluktuációjára, csökkenésére, majd növekedésére utal. A globális homály fogalmát elsőként 2001-ben, STANHILL ÉS COHEN használta, a globális világosodás fogalma 2005-ben WILDet al. munkájában jelent meg először.

1.3.1 A globálsugárzás változásának vizsgálata felszíni adatok alapján

Az első tanulmányok a globálsugárzás sokéves alakulásáról az 1980-as évek végén, a '90-es elején jelentek meg (1.2 táblázat). OHMURA és LANG (1989) átlagosan $-2,7 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$ csökkenést figyelt meg 13 európai állomás globálsugárzás adatait vizsgálva, mely főként a kontinens belsejében mutatkozott. RUSSAK (1990) a balti régióban 3 állomás esetében úgyszintén egy évtizedenként 5%-os csökkenő tendenciát talált, melyet nagyságrendben követett az észti Toravere állomás adatsora is ($-2,2\%/évtized$). STANHILL és MORESHET (1994) hét, a világ különbözőklímazónáiban elhelyezett, településektől távoli állomás adatai alapján átlagosan $3\%/évtized$ csökkenést tapasztalt, ami hat állomás esetében szignifikáns volt. LIEPERT et al. (1994) nyolc németországi állomás adatait vizsgálva átlagosan 4% -es évtizedenkénti csökkenést tapasztalt a globálsugárzás alakulásában. Ezek a tanulmányok hívták fel a figyelmet a globálsugárzás évtizedes skálájú szignifikáns változásaira, hangsúlyozva egy általános csökkenő tendenciát az '50-es és '90-es évek között. A vizsgálatok viszont néhány állomás adataira építkeznek, vagy csak egy bizonyos térségre összpontosítanak, ugyanakkor a globálsugárzás regionális változásának részletesebb vizsgálatára ennél jobb térbeni lefedettségre van szükség.

A '90-es évek után a nemzetközi adatbázisok jobb elérhetősége lehetővé tette részletesebb elemzések elvégzését. A Globális Energiamérleg Adatbázis (Global Energy Balance Archive, GEBA) (OHMURA, 1989) adatbázis felhasználásával GILGEN et al. (1998) $2,5 \times 2,5$ földrajzi fokos rácshálóba vonva a felszíni adatokat az egész földre vizsgálta a globálsugárzás trendszerű változásait. Szignifikáns csökkenést tapasztalt Afrika, Ázsia, Észak-Amerika és Európa területein. Szignifikáns pozitív változásokat kisebb területekre mutatott ki, Európában az é.sz. 37,4 – 50 és ny.h.10–k.h.10 közötti részen. STANHILL és COHEN (2001) átfogó munkájukban igazolták a globálsugárzás $2,7\%/évtized$ átlagos csökkenését a teljes földre, ugyanebben a munkában használták először a globális homály kifejezést is.

A 1.2 táblázat összegzi az '50-es és '90-es évek közötti időszak globálsugárzás trendvizsgálatainak főbb eredményeit világszinten és Európában.

A 2000 utáni időszakban a Globális Energiamérleg Adatbázis (Global Energy Balance Archive, GEBA) és Sugárzási Világ Adatközpont (World Radiation Data Center, WRDC) (lásd 2.1 fejezet) adatbázisok

kiegészítése, illetve az előző évtizedben kialakított sugármérő hálózatok adatai révén lehetőség nyílt az '90-es évek utáni időszak sugárzási viszonyainak a vizsgálatára is. Az első, jelentős munka 2005-ben jelent meg (WILD et al., 2005), amelyben a szerzők rámutattak, hogy a '90-es évek előtt tapasztalt globálsugárzás csökkenés a '90-es évek időszakaiban már nem jellemző. Ellenkezőleg, a 2,5x2,5 földrajzi fok rácshálóba összevont felszíni állomások adataiban éppen egy növekedő tendencia jellemző az utóbbi időszakban. Ez a jelenség megfigyelhető volt, mint a GEBA/WRDC adatokban, mint pedig a az amerikai Felszíni Sugárzási Mérőhálózat (Surface Radiation Budget Network, SURFRAD) és a globális szintű Felszíni Sugárzás Alaphálózatához (Baseline Surface Radiation Network BSRN) tartozó állomások esetében is (lásd 2.1 fejezet). A globálsugárzás folyamatos csökkenő trendje India, Zimbabwe, Chile, Venezuela és Európa kis részén maradt csak fent. Itt meg kell jegyeznünk, hogy a rendelkezésre álló adatbázisok esetében az adatok területi reprezentativitása nem egyenletes, a legsűrűbb állomáshálózatot és legpontosabb adatokat Európól vannak.

Számos vizsgálat látott napvilágot az elmúlt években, amelyek hasonlóan igazolták a globálsugárzás korábban bemutatott változásait a '80-as évek közepétől (WILD et al., 2008; OHMURA, 2009; GILGEN et al., 2009, DUTTON et al., 2006). A 1.3 táblázat az elmúlt két évtized globálsugárzás adataiban tapasztalt trendek nagyságrendjét tartalmazza világviszonylatban és Európában.

Európa területére részletes vizsgálatokat NORRIS és WILD (2007) tanulmányában olvashatunk, amelyben 75 GEBA állomás adatait vizsgálva a $3,1 \text{ W/m}^2$ /évtizedes csökkenés után egy $1,4 \text{ W/m}^2$ /évtized globálsugárzás növekedést írtak le az 1987-2002-es időszakban. CHIACCHIO és WILD (2010) rámutatott, hogy a globális világosodás jelensége elsősorban tavasszal és nyáron jellemző Európában. RUCKSTUHL et al. (2008) 25 svájci állomás esetében $2,6 \text{ W/m}^2$, míg 8 németországi állomás esetében $3,3 \text{ W/m}^2$ évtizedes növekedést talált az 1984-2005-ös időszakban. Észak-Európában STJERN et al. (2009) az 1955-2003 időszakban tapasztalt erőteljes sugárzásbeli csökkenést ($-3,7\%$ /évtized) követően a vizsgált időszak utolsó évtizedében egy $2,1\%$ -os növekedést tapasztalt.

1.2 táblázat A '50-es és '90-es évek közötti időszak globálsugárzás trendvizsgálatainak eredményei világszinten és Európában, WILD (2009a) nyomán

Régió	Hivatkozás	Állomások száma	Vizsgált időszak	Abszolút trend (W/m ² /évtized)	Relatív trend (%/évtized)
Világ					
Világ – szárazföld	GILGEN et al. (1998)	400	1960-1990	-3,5 ^b	-2
Világ – szárazföld	STANHILL és COHEN (2001)	145	1958-1992	-5,1	-2,7
Világ – szárazföld	LIEPERT (2002)	295	1961-1990	-2,3	-1,3
Világ – város	ALPERT et al. (2005)	144	1964-1989	-4,1	-2,3 ^b
Világ – falu	ALPERT et al. (2005)	174	1964-1989	-1,6	-0,9 ^b
Világ – elszigetelt	STANHILL és MORESHET (1994)	7	1953-1991	-4,8	-3,3
Világ – elszigetelt pontok	DUTTON et al. (2006)	5	1977-1990	csökken	csökken
Európa					
Európa	OHMURA és LANG (1989)	13	1959-1988	-2,7	-2 ^b
Európa	NORRIS és WILD (2007)	75	1971-1986	-3,1	-2,3 ^b
Zürich (Svájc)	OHMURA és LANG (1989)	1	1960-1980	-10	-7 ^b
Baltikum	RUSSAK (1990)	3	1964-1986	-5,5 ^b	-5
Toravere (Észto.)	RUSSAK (1990)	1	1955-1986	-2,5 ^b	-2,2
Németország	LIEPERT et al. (1994)	8	1964-1990	-6	-4
Volt Szovjetunió EU. Része	ABAKUMOVA et al. (1996)	Változó	1960-1987	-2,5 – -8 ^b	-2 – -6
Moszkva	ABAKUMOVA et al. (1996)	1	1958-1993	-2,3	-2
Törökország	AKSOY (1997)	34 ^c	1960-1994	-2 ^{b,c}	-1 ^c
Izrael	STANHILL és IANETZ (1997)	2	1954-1994	-8,8	-5
Írország	STANHILL (1998a)	8	1954-1995	-5,2	-5 ^b
Ibériai-félsziget	SANCHEZ-LORENZO et al. (2007)	72 ^c	1950-1980	-3 ^c	-1,5 ^{b,c}
Észak-Európa	STJERN et al. (2009)	11	1955-2003	-4,3	-3,7

^a publikált érték átalakítva W/m²-be abszolút változás, relatív változás esetén %-ban

^b az abszolút vagy relatív érték nincs publikálva, a feltüntetett érték további információk alapján származtatott

^c napfénytartamból származtatva

WILD et al. (2009) ugyanakkor rámutat arra, hogy a 2000-2005-ös időszak globálsugárzás tendenciáit külön vizsgálva az előző évtized jelentős pozitív változásai nem minden esetben maradtak fent.

Összegezve az elmúlt évszázad sokéves globálsugárzás adatai csak az 1960-as évektől teszik lehetővé a részletes vizsgálatokat. Az ezt megelőző időszakból Európában mindössze 10 állomáson végeztek folyamatos sugárzásmérést, 5 állomáson a '20-as évektől, 5 állomáson pedig az '50-es évektől (GEBA adatbázis). Ezeknek az adatsorok a vizsgálata alapján (OHMURA, 2006) elmondható, hogy Európában egy sugárzásbeli növekedés volt az 1920-1950 időszakban („korai világosodás”), amit egy csökkenő tendencia követett az 1980-as évekig (globális homály). A '80-as

évektől ismét tapasztalható egy enyhe növekedés, de ennek abszolút értéke jóval a '40-es évek értékei alatt marad.

1.3 táblázat Az 1980-as és a 2000-es évek közötti időszak globálsugárzás trendvizsgálatainak eredményei világszinten és Európában, WILD(2009a) nyomán

Régió	Hivatkozás	Állomások száma	Vizsgált időszak	Abszolút trend (W/m ² /évtized)	Relatív trend (%/évtized)
Világ					
Világ – szárazföld (GEBA*)	WILD et al. (2008)	352	1986-2000	2,2	1,2 ^b
Világ – elszigetelt (BSRN*)	WILD et al. (2005)	8	1992-2002	6,6 ^c	3,6 ^{b,c}
Világ – elszigetelt (NOAA/ESRL*)	DUTTON et al. (2006)	5	1990-2000	növekedik	növekedik
Világ – elszigetelt (BSRN*)	WILD et al. (2009)	17	1992-2005	5,1 ^c	2,8 ^{b,c}
Európa					
Európa	NORRIS és WILD (2007)	75	1987-2002	1,4	1 ^b
Európa	WILD et al. (2009)	133	1985-2005	3,3 (2,4 ^d)	2,5(1,8 ^d)
Ibériai-félsziget	SANCHEZ-LORENZO et al. (2007)	72c	1980-2000	4 ^e	2,2 ^{b,e}
Ibériai-félsziget	WILD et al. (2009)	11	1985-2005	4,9	2,6 ^b
Franciaország	WILD et al. (2009)	23	1985-2005	3,6	2,4 ^b
Svájc	RUCKSTUHL et al. (2008)	25	1981-2005	2,6 (1,6 ^d)	2 ^b (1,2 ^{b,d})
Svájc/Ausztria	WILD et al. (2009)	19	1985-2005	3,7	2,6 ^b
Észak-Németország	RUCKSTUHL et al. (2008)	8	1981-2005	3,3 (2,4 ^d)	3 ^b (2,2 ^{b,d})
Németország	WILD et al. (2009)	7	1985-2005	4,6	3,8 ^b
Kelet-Európa	WILD et al. (2009)	23	1985-2005	2,3	1,7 ^b
Toravere (Észtország)	RUSSAK (2009)	1	1990-2007	növekedik	növekedik
Moszkva	ABAKUMOVA et al. (2008)	1	1985-2006	növekedik	növekedik
Benelux államok	WILD et al. (2009)	10	1985-2005	4,2	3,7 ^b
Nagy-Britannia	OHMURA (2009)	7	1990-2005	5	4,7 ^b
Észak-Európa	STJERN et al. (2009)	11	1983-2003	2,2 ^b	2,1
Skandinávia	WILD et al. (2009)	21	1985-2005	1,6	1,6 ^b

^a publikált érték átalakítva W/m²-be abszolút változás, relatív változás esetén %-ban

^b az abszolút vagy relatív érték nincs publikálva, a feltüntetett érték további információk alapján származtatott,

^c a Pinatubo vulkán hatását figyelembe véve,

^d 2003-as évet kivéve, ^e napfénytartamból származtatva,

*az adatbázis leírását a lásd 2.1 fejezetben

A felszínre érkező napsugárzás alakulásában hasonló változás figyelhető meg Magyarország területén is. A debreceni állomás napfénytartam adatai az 1920-as évektől az 1940-es évekig egy egyenes,

lassú emelkedést mutatnak. Ezt egy csökkenő trend követ, ami évi 350 napsütéses órával alacsonyabb szinten stabilizálódik, majd 1980-as évektől ismét egy fokozatos növekedés tapasztalható (JUSTYÁK és TAR, 1994). A Budapesten mért globálsugárzás adatok 1955-1982 időszakban kis mértékű emelkedő tendenciát mutatnak (MAJOR, 1985), aminek fenmaradását igazolják a 1971-2004 közötti időszorbán is (BELLA et. al. 2006).

A bemutatott tanulmányok kapcsán meg kell jegyeznünk, hogy a trendvizsgálatokat kizáró jelleggel a lineáris regressziós modell segítségével vizsgálják, ugyanakkor a szerzők sok esetben nem különítik el a szignifikáns és nem szignifikáns változások nagyságrendjeit, amely alulbecsléshez, vagy éppen előjelben való eltérésekhez vezethet. Ugyanakkor a felszíni adatok alapján meghatározott változások kiértékelésénél kiemelt figyelmet kell fordítanunk az adatok minőségi ellenőrzésére, valamint területi reprezentativására.

1.3.2 A globálsugárzás változás vizsgálata műholdas mérések alapján

Az 1980-as évektől kezdődően a meteorológiában egyre szélesebb körben használják a távérzékelési módszereken alapuló műholdas megfigyeléseket. A különböző hullámhosszakon mérő radiométerek nagyon jó tér- és időbeli felbontásban tudják rögzíteni a Föld-légkör rendszert elhagyó sugárzási mennyiségeket. Éppen ezért a műholdas megfigyelések erőssége a felszíni mérésekkel szemben egyrészt a jó spektrális felbontás, másrészt pedig ajelentős és egységes térbeni,és adott esetben időbeni felbontás. Gyengeségük viszont, hogy a műholdak érzékelői a sugárzásnak csak a Világűrbe visszavert részét érzékelik, így a légkör sugárzási komponenseinek meghatározásához különböző algoritmusokra van szükség. Ebből kifolyólag a műholdas mérésekből származtatott sugárzási produktumok közvetett értékek, pontosságukat a beépített sugárzásátviteli módszer részletessége határozza meg.

A műholdas mérések folyamatos verifikációján túl az elmúlt években találunk olyan szakirodalmat is, amely a műholdas mérésekből származtatott globálsugárzás trendszerű alakulását vizsgálja globális szinten. Ezek a vizsgálatok értelemszerűen csak a `80-as évek utáni időszakot tartalmazzák. Az első jelentős munka 2005-ben jelent meg (PINKER et al., 2005), amelyben a globálsugárzás értékeket a Globális Energia és Vízmérleg Kutatási Program (Global Energy and Water Cycle Experiment, GEWEX, University of Maryland változat) sugárzásátviteli algoritmusával származtatták a Nemzetközi Műholdas Felhő Klimatológiai

Projekt (International Satellite Cloud Climatology Project, ISCCP) műholdas adatait használva inputként. Az 1983-2001-es időszakra a származtatott globálsugárzási értékek $1,6 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$ emelkedő tendenciát mutattak, amelyet az időszak első részében csökkenés, második részében erőteljesebb növekedés jellemezett. HATZIANASTASSIOU et al. (2009) az 1984 – 2001-es időszakra egy sugárzásátviteli modell segítségével számolt havi globálsugárzási értékeket, melyben ISCCP felhőadatokat, továbbá úgyszintén műholdas vízgőz, ózon és modellezett aeroszol adatokat használt. A kapott globálsugárzás értékek világszinten egy $3,5 \text{ W/m}^2/\text{évtizedes}$ növekedést mutattak. Ugyanakkor HINKELMAN et al. (2009) a NASA/GEWEX projekt keretében származtatott globálsugárzás adatokat vizsgálva az előzőekhez hasonló időszakra nem tudott kimutatni trendszerű változást.

A METEOSAT keretében működő Alkalmazott Műholdas Klímamonitoring Program (The Satellite Application Facility on Climate Monitoring, CMSAF) szintén rendelkezésre bocsát jó térbeni felbontású globálsugárzás (SIS) produktumokat. A szakirodalomban találunk olyan vizsgálatokat, amelyek a SIS produktumok felszíni adatokkal történt verifikációját tartalmazzák különböző időfelbontásokban – óra, hónap – (POSSELT et al, 2012; BADESCU, 2013a; BADESCU, 2013b); a származtatott adatok a megengedett hibahatáron belül vannak. Ezek után a műholdas adatok trendvizsgálata egy egyirányú, bár kisebb mértékű változást jelez a felszíni adatokhoz viszonyítva, ugyanakkor a műholdas adatsorban egy törés észlelhető az 1994-es évvel kezdődően. Ez elsősorban a berendezések cseréjének tudható be (TRENTMANN et al., 2012).

A műholdas mérésekből származtatott globálsugárzás trendvizsgálatában kulcsfontosságú az sugárzásátviteli modellekbe bevitt input adatok pontossága. Legtöbb esetben maguk az inputadatok is műholdas mérésekből származnak, vagy modellezett értékek, így a szisztematikus és az algoritmusokból származó hibákat magukkal viszik a végső produktumba. Ez is okozhat adott esetben nem egyértelmű, valótlan trendeket a globálsugárzás alakulásában.

1.3.3 A globálsugárzás direkt és diffúz komponensei

A globálsugárzás alakulásában tapasztalt változások jobb megértése érdekében indokolt az egyes komponensek (direkt és diffúz sugárzás) változását külön is megvizsgálni. Az ilyen jellegű vizsgálatok nehézsége

viszont abban áll, hogy jóval kevesebb esetben állnak rendelkezésünkre külön adatsorok e két komponensre vonatkozóan.

Amíg a direkt sugárzásban tapasztalt változások, a legtöbb tanulmány szerint, követik a globálsugárzás trendjeit (WILD, 2009a), addig a diffúz sugárzás alakulása nem minden esetben mutatja a feltételezett egyezést, vagyis a globálsugárzásban tapasztalt változással ellentétes alakulást (globálsugárzás csökkenéssel nő a diffúz sugárzás részaránya, és fordítva, elsősorban a felhőzet hatása révén). A globálsugárzás növekedéssel párhuzamos diffúz sugárzás-növekedés arra utal, hogy a felhőmentes légkörben található aeroszol részecskék jelentős szórást okoznak. RUSSAK (2009) az észti Toravere állomás adatai esetében a globálsugárzás '80-as évek közepéig tapasztalt csökkenésével, majd növekedésével párhuzamosan fordított, bár gyengébb, változást talált a diffúz sugárzás alakulásában. Ellentétes előjelű trendszerű változást talált ABAKUMOVA et al. (2008) is a moszkvai állomás globálsugárzás és diffúz sugárzásméréseinek elemzése során. Ugyanakkor viszont jelentek meg tanulmányok, amelyekben a globálsugárzás és a diffúz sugárzás egyirányú változást mutat. LIEPERT és KUKLA (1997) 8 németországi állomáson csökkenő tendenciát figyelt meg, mind a globálsugárzás, mind pedig a diffúz sugárzásban az 1964 – 1990-es időszakban.

A globálsugárzás alakulásának részletesebb vizsgálatában a felhőmentes égbolt sugárzási értékeinek meghatározása segíthet. Az ilyen jellegű vizsgálatokhoz jóval több állomás esetében állnak rendelkezésre részletes felhőadatok, ezért ebben a tekintetben a szakirodalom is teljesebb. A felhők hatásának kiszűrésével a légkör további paramétereinek együttes változása számszerűsíthető.

LIEPERT (1997) két németországi állomáson órás globálsugárzás és felhőzet adatok alapján határozta meg a felhőmentes sugárzási értékeket, melyek az 1964 – 1990-es időszakban nem mutattak szignifikáns változást. WILD et al (2009) jó időfelbontású BSRN adatok vizsgálata során az 1992-2005 időszakban átlagosan egy $4,9 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$ pozitív változást talált a felhőmentes sugárzás alakulásában, amely nagyon közelít a globálsugárzásban tapasztalt trendhez (1.3 táblázat). RUCKSTUHL et al. (2008) az 1981 – 2005-ös időszakban hasonlóan növekedő tendenciát talált a felhőmentes sugárzás alakulásában, $0,81 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$ (svájci állomás), illetve $1,49 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$ (németországi állomás). NORRIS és WILD (2007) a GEBA havi globálsugárzás adatait empirikusan korrigálták a felhőzet sugárzásmódosító hatásával, az utóbbi kiszűrése után egy $0,8 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$

növekedő tendenciát mutattak ki, mely erőteljesebb változásnak bizonyult, mint a felhőzettel számolt értékek.

Összegzésképpen elmondható, hogy a felhőmentes globálsugárzás évtizedes változásai hasonló alakulást mutatnak a globálsugárzás alakulásával Európa (és a világ) vizsgált pontjain, mely arra enged következtetni, hogy a globálsugárzásban tapasztalt homály és világosság a felhőmentes időszakokban is jellemzőek voltak, amit WILD et al. (2005) a '90 évektől tapasztalt aeroszol csökkenésével magyarázott. A globális világosodás ebben az időszakban nemcsak a felhős, de a felhőmentes esetekben is jellemző.

1.4 A globálsugárzást módosító tényezők változásának vizsgálata

A felszínre érkező napenergiaidőbeni és térbeni eloszlását két alapvető tényező befolyásolja, éspedig a Föld-légkör rendszerbe érkező energia, valamint a légkör összetételében bekövetkező változások. Ha ok-okozati összefüggésekkel szeretnénk megmagyarázni a globálsugárzásban tapasztalt trendszerű változásokat, akkor e két tényező esetleges változásait kell elemezzük.

A légkörbe érkező napsugárzás időbeni változását befolyásoló csillagászati tényezők ciklikus változásai 10 000-től 100 000 évig terjednek (Milanković-elmélete), így évtizedes skálán hatásuk elhanyagolható. A Föld-légkör rendszerbe bejövő sugárzást ugyanakkor a naptevékenység intenzitása is meghatározza. Számos műholdas mérést végeztek a Nap által kibocsátott energiaáram meghatározására, amelyek alapján egy 11 éves periodikus váltakozás figyelhető meg, $\pm 1 \text{ W/m}^2$ amplitúdóval. E mérések adatait vizsgálva WILLSON és MORDVINOV (2003) a Nap által kibocsátott energia változását $+0,047\%$ /évtized becsülték. Ez az érték nagyságrendekkel kisebb a felszínen tapasztalt változásnál, ez arra mutat, hogy a globálsugárzásban tapasztalt változások kizáró jelleggel a Föld-légkör rendszer, ezen belül is elsősorban a légköri folyamatok kölcsönhatásainak az eredménye.

Amint az 1.2 fejezetben láttuk, a felszínre érkező napsugárzás alakulását a felhőzet, az aeroszol, és a vízgőz koncentrációja együttesen befolyásolja. A globálsugárzás trendszerű alakulásának jobb megértése érdekében ezeknek a paramétereknek a sokéves alakulását úgyszintén indokolt külön megvizsgálni.

1.4.1 Felhőzet

A felhőzet évtizedes változásának vizsgálatára felszíni szinoptikus megfigyelések állnak rendelkezésre. A vizuálisan megfigyelt felhőzet adatok alapján az 1970-es évektől napjainkig egy globális csökkenő tendencia figyelhető meg (EASTMAN és WARREN, 2012), bár ez regionális szinten nagyon eltérő viselkedést mutat. Egyes térségekben a felhőzet növekedését tapasztalhatjuk, mint az Amerikai Egyesült Államok (SUN, 2003; SUN és GROISMAN, 2004), a volt Szovjetunió (SUN és GROISMAN, 2000), vagy Nyugat-Európa (HENDERSON-SELLERS, 1992) felett. Ugyanakkor vannak olyan régiók, ahol éppen csökkenést figyelhetünk meg az elmúlt évtizedek felhőzetében, mint Kína (KAISER, 1998), Olaszország (MAUGERI et al., 2001), Közép-Európa (AUER et al., 2007), vagy Délkelet-Európa (BARTÓK, 2010) esetében. Az 1971 utáni időszak felhőzetének trendvizsgálatai regionális szinten további mozaikos mintázatot adnak (MINNIS, 2004; EASTMAN és WARREN, 2013).

Az eddigi legteljesebb felhőzeti adatbázis, a Globális Szárazföldi Felhőklimatológia (Extended Edited Cloud Reports Archive, EERCA) adatainak vizsgálata alapján a teljes felhőzet sokéves változása a szárazföldek felett csökkenést mutatott 1971-től a '90-es évekig 0,4%/évtized nagysággal, amit egy trendmentes időszak követ 2009-ig, mindegy $\pm 1\%$ -os évközi változékonysággal (EASTMAN és WARREN, 2013). Az egész időszakot tekintve regionális szinten a változások nem haladták meg a $\pm 2\%$ /évtized-es nagyságot. A globális csökkenést főként a közepes földrajzi szélességeken tapasztalt negatív változások adják. Ezzel párhuzamosan az óceánok felett a teljes felhőzet 2000-ig emelkedést, majd csökkenést mutat. A felhőzet viselkedésében megfigyelhető a gomolyos felhők mennyiségének a növekedése és ezzel egyidőben a réteges felhők csökkenése, ami főként az eurázsiai térségben jelentős. Ugyanakkor a vizsgált időszakban a közepes és magas szintű felhők átlagos csökkenése is tapasztalható. A felhőmentes esetek gyakorisága a tavaszi és őszi hónapokban mutat szignifikáns pozitív változást. A vizsgálat kiterjedt a csapadékos zónák földrajzi helyzetének esetleges változásaira is, ennek alapján az északi félteke csapadékos zónájában északi irányú szignifikáns elmozdulás figyelhető meg.

A felhőzet műholdakról történő megfigyelése szervesen kiegészíti a felszíni megfigyeléseket, egyrészt, mert a felhőzet felső rétegeiről nyújt információt, amit a több szintű felhőzet esetében a felszínről nem figyelhető meg, másrészt a térbeni lefedettsége miatt (sűrű felszíni állomások esetében

is jelentős hibákhoz vezethet a felhőzet térbeni interpolációja). Ezzel ellentétben viszont a műholdas felhőészlelések a felszínükről visszavert sugárzási spektrumok kombinációi alapján készülnek, így a mérések pontossága egyes esetekben korlátozott (a mérésekből a visszavert felszín tulajdonságaira, pl. hőmérsékletére, lehet következtetni, ennek alapján kell szétválasztani a felhős és felhőmentes pixeleket. Ha a felszín is a felhőkhöz hasonló hullámhosszon sugároz ki, ez a felhődetektálásba pontatlanságot vihet).

Az 1980-as évektől kezdődően két jelentős éghajlati adatbázis tartalmaz műholdas felhőzeti megfigyeléseket. Ezek az International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), illetve a jobb területi felbontású The Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CMSAF). Globális szinten az ISCCP felhőproduktumok egy átlagos 2%-os növekedést jeleznek a teljes felhőzet mennyiségében 1983-1987 között, melyet egy 4%-os csökkenés követ az 1989 – 2001-es időszakban (ROSSOW és DUEÑAS, 2004). Ugyanebből az adatbázisból az alapján CESS és UDELHOFEN (2003) egy csökkenő trendet azonosított az é.sz 40 és d.sz 40 közötti területeken. A felszíni megfigyelésekkel megegyezően NORRIS (2005) az '80-as és '90-es években az ISCCP adatok alapján szintén tapasztalta a közepes és magas szintű felhőzet csökkenését, mind a szárazföldek, mind pedig óceánok fölött. ISCCP műholdas és felszíni adatok alapján MINNIS et al. (2004) megerősítette a magas szintű felhők globális szinten való csökkenését, kivéve az Észak-Csendes-óceáni térséget. A cirrus felhőzet csökkenése párhuzamba vonható a visszavert rövidhullámú sugárzás csökkenésével, vagyis a felszínen tapasztalt globálsugárzás növekedésével. Az ISCCP adatai ugyanakkor nem mentesek a szisztematikus hibáktól, amit elsősorban a műholdak látószögének változása okoz az évtizedes megfigyelések során (NORRIS, 2005). Ez főként az alacsony szintű felhőzet megfigyelését rontja, ami összességében nem valószínű negatív változást okozhat a felhőzeti adatokban. Ugyanakkor JACOBOWITZ et al. (2003) a NOAA Nagy Felbontású Légköri Sugárzás Követő (The Advanced Very High Resolution Radiometer Pathfinder Atmosphere PATMOS) műholdas adatokat vizsgálva nem talált szignifikáns változást a teljes felhőzet alakulásában 1981-2000 között. DIM et al. (2011) a két műholdas adatbázis (NOAAVHRR/PATMOSx és ISCCP) összehasonlítása során szintén gyenge csökkenő tendenciát talált a teljes felhőzet sokéves alakulásában, ami ez erőteljesebben mutatkozott az ISCCP adatokban. Kimutatta, hogy a teljes felhőzet csökkenő trendjét a magas szintű felhők növekedését (ez ellentmond a felszíni megfigyeléseknek)

ellensúlyozó alacsony és közepes szintű felhők csökkenése adja. A trendekben tapasztalt különbségek szinte teljes mértékben a cumulus felhőzet enyhe növekedése adta a PATOS-x adatokban, viszont egyértelmű csökkenést kaptunk az ISCCP keretében származtatott felhőadatokban. Ezek ellentmondó eredmények. Megjegyezzük, hogy felszíni adatokkal összevetve a cumulus felhőzet alakulása mutat a PATOS-x műholdas adatokkal jobb egyezést.

Elmondható, hogy a műholdas és felszíni megfigyelések által jelzett felhőzeti változások a szakirodalom alapján nem minden esetben mutatnak azonos tendenciát, így ezek együttes értelmezése további vizsgálatokat igényel.

A felhőzet és globálsugárzás együttes változásának vizsgálatára, éppen a megfigyelések bizonytalanságából eredően, kevés szakirodalmat találunk, azok is regionális jellegűek. Európára CHIACCHIO és WILD (2009) számszerűsítette a globálsugárzás és felhőzet kapcsolatát a NAO index alapján, és a téli félévben talált szignifikáns kapcsolatot.

LIEPERT (1997) két németországi állomás 1953 – 1990 közötti adatai alapján a globálsugárzás 8%/évtized csökkenését figyelte meg teljesen borult égbolt esetében, de ez már nem volt jellemző a felhőmentes égbolt esetén. Kimutatta, hogy a felhőzet optikai vastagságának növekedése jelentős szerepet kap a globális homály kialakulásában.

STJERN et al (2009) 11 észak-európai állomást vizsgált és megállapította, hogy havi bontásban a globálsugárzás és a felhőzet együttes változása nem minden esetben fordított előjelű. LIEPERT 2002-es munkájában a globálsugárzás 1960 – 1990 közötti csökkenését egyrészt a felhőzet mennyiségének és optikai vastagságának növekedésével (-18 W/m^2 globálsugárzás csökkenés), másrészt pedig az aeroszol direkt hatásával (-8 W/m^2 globálsugárzás csökkenés) magyarázza. Ugyanakkor egyes tanulmányok a globálsugárzás és felhőzet egyirányú változásáról számolnak be Európa (NORRIS és WILD, 2007), és Kína (KAISER, 2000) esetében.

Összegzésképpen, a szakirodalom elemzéséből kiderül, hogy a globálsugárzás évtizedes alakulásában a felhőzetten túl más légköri állapotváltozóknak is szerepük van.

1.4.2 Aeroszol

Az aeroszol légköri koncentrációjára, illetve fizikai és kémiai tulajdonságaira vonatkozó mérések megbízható pontossággal csak az 1980-as évektől állnak rendelkezésre. Ezért az azt megelőző időszakban csak

közvetett úton lehetett következtetni az aeroszol globálsugárzást módosító hatására. Ez egyrészt a sugárzási komponensek szétválasztása, vagy a felhőhatás kivonása révén, másrészt az aeroszol koncentrációjára utaló további információk feldolgozása révén számszerűsíthető. STANHILL és COHREN (2001) a globálsugárzás trendjének (1960 – 1990) és a fosszilis tüzelőanyagok becsült kibocsátásának földrajzi szélességi körök mentén történő együttes vizsgálata révén mutatott rá az aeroszol globálsugárzás módosító szerepére. Az é.sz 35 kör mentén erőteljes kiugrást találtak a globálsugárzás csökkenő trendjében, ami egybeesik a legnagyobb népességszámmal és legintenzívebb ipari tevékenység helyszínével, s értelemszerűen a kibocsátás megnövekedésével.

ALPERT et al. (2005) rámutatott, hogy a GEBA adatok által jelzett sugárzáscsökkenés az 1964 – 1989 időszakban kapcsolatot mutat a népességszámmal. A sűrűn lakott térségekben tapasztalt évtizedes globálsugárzás csökkenés átlagosan $4,1 \text{ W/m}^2$, míg a ritkán lakott területek ($<0,1$ millió lakos) esetében ez az érték csupán $1,6 \text{ W/m}^2$. Ezt a jelenséget nevezte a globálsugárzásban tapasztalt urbanizációs hatásnak, amely alapján a csökkenési tendencia regionális léptékű jellegére következtetett. STREETS et al. (2006) rávilágít arra, hogy a '80-as évek végétől kezdődően a kén és széntartalmú aeroszol részecskék globális kibocsátásában tapasztalt jelentős csökkenés egybeesik a globális világosodás időszakával. A grönlandi jégmintákba záródott kén koncentrációját vizsgálva MCCONNEL (2007) egy emelkedő tendenciát mutatott ki az 1940 – 1980-as évek között, amely után csökkenés figyelhető meg. Ez egyezést mutat az észak-amerikai kén kibocsátások becsült alakulásával, és a globálsugárzásban tapasztalt változásokkal.

OHMURA (2009) légköri transzmisszió mérések alapján a globálsugárzásban tapasztalt változások mintegy 50%-át az aeroszol direkt hatásával magyarázza. SANCHEZ-LORENZO (2009) a felhőmentes időszakok napsütéses órák adataiban a globálsugárzásban tapasztalt változásokhoz hasonló tendenciát mutatott ki, ezt úgyszintén a légköri aeroszol hatásával magyarázva. VAUTARD et al. (2009) a horizontális látótávolság adatokban mutatott ki egy jelentős csökkenő tendenciát a '70-es évektől, mely térben és időben kapcsolatot mutat a kénkibocsátással Európában. TÓTH (2009) a budapesti meteorológiai állomás légkörfizikai mérései alapján kimutatta, hogy az 1967 – 1994 időszakban a légkör szórási paramétere január kivételével minden hónapra növekvő trendet mutatott. Az időszoron belül pedig az 1990-es évek közepéig emelkedett, majd attól kezdve csökkenni kezdett. A Budapest feletti légszlop a vizsgált periódus elején 2,2-szer

erősebben szórta a napsugárzást, mint a tiszta légkör (amelyben csak Rayleigh szórás van). Ugyanakkor megfigyelte a szórási paraméter markáns évi menetét is, melynek értékei nyáron magasabbak, télen alacsonyabbak voltak.

Az aeroszol direkt sugárzási kényszere a természetes forrásokból származó aeroszol esetében is megfigyelhető. Az 1982-ben bekövetkezett El Chichon, illetve az 1991-es Pinotubo vulkán kitörése után a légkörbe jutó nagy mennyiségű vulkáni eredetű aeroszol sugárzásgyengítő hatása szépen kirajzolódik a felszíni globálsugárzás adatsorokban (WILD, 2005; OHVRIL et al., 2009), illetve a műholdas megfigyelésekben (HATZIANASTASSIOU et al. 2005).

Az 1980-as évek utáni időszakban már lehetőség nyílt a direkt és műholdas aeroszol mérésekre alapozó vizsgálatok elvégzésére. RUCKSTUHL et al. (2008) svájci és németországi állomásokról származó felszíni aeroszol optikai vastagság adatokból 50%-os légköri tisztulást mutatott ki az 1981-2005-ös időszakban, ami a felhőmentes sugárzás jelentős növekedéséhez vezetett. A vizsgált állomások esetében számításai alapján globálsugárzás alakulásában az aeroszol direkt hatása ötször nagyobbak bizonyult, mint a felhőzet hatása. HATZIANASTASSIOU et al. (2009) az aeroszol direkt hatását az Ózon Megfigyelő Program (Ozone Monitoring Instrument, OMI) műholdas aeroszol (AOT) adatok felhasználásával számszerűsítette, az északi félteke közepes és magas szélességi körei mentén egy csökkenő tendenciát kimutatva az 1984 – 2001-es időszakban. PAPANIMAS (2012) a mediterrán térségben ugyancsak műholdas mérésekből származtatott aeroszol adatok (MODIS Terra) segítségével számszerűsítette a természetes és antropogén eredetű aeroszol direkt sugárzási kényszerét. A sugárzásátviteli modellszámítások alapján a 2000 – 2007-es időszakban az aeroszol-koncentráció csökkenése a globálsugárzás 18,4%-os növekedését okozta a térségben, amit a növekedő felhőzet sugárzási kényszere ellensúlyozott. Ez végül $25,6 \text{ W/m}^2$ globálsugárzás csökkenést eredményezett a vizsgált időszakban.

Az aeroszol direkt hatásának vizsgálata mellett az indirekt hatások figyelembe vétele is szükséges, viszont jelenleg ezek a hatások még kevésbé számszerűsíthetők. Ez utóbbi a felhőzet albedójának, élettartamának és optikai vastagságának módosításában nyilvánul meg (1.5 ábra). ROSENFELD (2008) munkásságában rávilágít arra a tényre, hogy a kibocsátástól távoli területeken megemelkedett aeroszol koncentráció (mely méretéből kifolyólag kondenzációs magként működik) intenzívebb gomolyos felhőképződést eredményez, és ez növeli a csapadékmennyiséget

az adott térségben (lásd 1.2.3 fejezetben). Ez a jelenség lehet a magyarázat arra, hogy az aeroszol sugárzási kényszere nem csak az intenzív emberi tevékenység színhelyein mutatható ki, hanem a Föld elszigetelt pontjain is. Ezt alátámasztják, mint a felszíni adatok (STANHILL és COHEN, 1997; WILD et al, 2005; DUTTON et al., 2006; RUSSAK, 2009), mint pedig a műholdas (KISHCHA et al., 2007; MISHCHENKO et al., 2007) megfigyelések.

1.4.3 Vízgőz

Amint az 1.2.1. fejezetben láttuk, a légkörben jelenlevő vízpára a rövidhullámú sugárzás molekuláris elnyelésének több mint feléért felelős. Ugyanakkor a légköri nedvesség változása szorosan kapcsolódik a felhőképződéshez, így számolhatunk egy úgynevezett indirekt hatással is. Meg kell jegyeznünk viszont azt a tényt, hogy a két légköri változó között egy fordított kapcsolat is fennáll, éspedig, a páratartalom koncentrációját jelentősen befolyásolhatja a hőmérséklet és az evapotranszpiráció. Mindkettő függ a globálsugárzástól is (felszíni energiaháztartás).

A légköri vízgőz vizsgálatára az '50-es évektől állnak felszíni és magaslégtéri mérési adatok rendelkezésünkre, s ez az '80-as évektől kibővült műholdas megfigyelésekkel és a reanalízis adatokkal.

DAI (2006) globális szinten (d.sz 60 – é.sz. 75) órás szinoptikus adatok alapján vizsgálta a légkör öszvígőztartamát az 1976–2005 időszakban. Eredményei azt mutatták, hogy a specifikus nedvesség trendjei követik a hőmérsékletben tapasztalt változásokat: növekedő hőmérséklettel növekedő vízgőztartalom jár, és fordítva, évtizedenként mindegy 0,06g/kg nagyságrenddel. Ez az érték 4,9%-os specifikus vízgőztartalom emelkedést jelentene egy esetleges 1 °C globális hőmérséklet-emelkedés esetén, ami óceánok fölött 5,7%, szárazföldek fölött ennél kicsit alacsonyabb, 4,3%-os növekedést adna.

PHILIPONA et al. (2005) Közép-Európa területén az 1995 – 2003-as időszakban jelentős növekedést mutatott ki a felszíni vízgőz alakulásában, ami hasonlóan szoros kapcsolatot mutatott a felszíni hőmérséklet változásával. AUER et al. (2007) az alpi régióban szintén emelkedő tendenciát talált a légköri vízgőzmennyiség alakulásában, ami követte a hőmérséklet évtizedes változását.

A légköri vízgőz növekedő tendenciáját az elmúlt évtizedekben a műholdas megfigyelések is alátámasztják (IPCC, 2007). TRENBERTH et al.,(2005) az 1988 – 2004 időszakban egy 1,2%/évtized (0,40 ± 0,09 mm) emelkedő tendenciát mutatott ki az óceánok térségében. A műholdas és

ERA-40 reanalízis adatok összevetése igazolta, hogy a két adatbázis jó egyezést mutat az 1979-es évtől kezdődően (TRENBERTHÉS SMITH, 2005).

1.5A globálsugárzás hatása a Föld-légkör rendszer további elemeire

A globálsugárzás az éghajlati rendszer működésének meghatározó tényezője, a légkör-felszín közötti energiaátadási folyamatok egyik vezérlő tényezője (nappal). Ennek következtében a felszínre érkező rövidhullámú sugárzás időbeni és térbeni alakulása nagymértékben befolyásolja a többi éghajlati elem alakulását, amelyeket az energiaátadási folyamatok következményeként értelmezhetünk. Ilyen légköri paraméter a hőmérséklet, aminek a szoros kapcsolata a beérkező rövidhullámú sugárzással egyértelmű. A szakirodalomban viszont csak kevés utalást találunk a hőmérséklet és globálsugárzás trendszerű változásának egyidejű vizsgálatára. WILD et al. (2007) mutat rá arra a tényre, hogy a 20. század szárazföldi 2 m-es hőmérsékleti anomáliák trendszerű alakulása tükrözi a globálsugárzásban tapasztalt változásokat. Ez abban nyilvánul meg, hogy a globális homály időszakában a hőmérsékleti változások kiegyensúlyozottabbak, viszont az azt megelőző időszakban (korai világosodás), illetve az 1980-as évektől ezek a változások intenzívebbek. Mindkét időszakban értelemszerűen a globálsugárzás növekedése is tapasztalható, utóbbi esetben hangsúlyosabban. Ez a hatás természetesen nagyságrendben nem haladja meg az üvegházhatású gázok melegítő hatását, de rátevéődik. A légköri aeroszol jelenléte ennek alapján mérsékeli a felszín közeli rétegek hőmérsékletének trendszerű emelkedését a felszínre jutó globálsugárzás csökkentése, illetve a magasabb szinteken való sugárzáselnyelés révén. Ennek következtében a légkör tisztulásával párhuzamosan a hőmérséklet erőteljesebb emelkedése vetíthető előre.

A globálsugárzás változása a hidrológiai ciklus intenzitását is befolyásolja a párologtatáshoz szükséges energia változása révén, melynek következményeként globális szinten módosul a csapadékmennyiség alakulása is (LIEPERT, 2004). Erre a hatásra ugyanakkor rátevéődik a légköri visszasugárzásból származó többletenergia, viszont vannak olyan tanulmányok, amelyek igazolják a párologás (RODERICK és FARQUHAR, 2002), evapotranspiráció (WANG et al., 2010), talajnedvesség (ROBOCK et al., 2005) változások és a globálsugárzásban tapasztalt trendek közötti kapcsolatot. Ugyanakkor feltételezhető, hogy a globálsugárzásban tapasztalt változások hatással lehetnek a szárazföldi jég, illetve a hótakaró kiterjedésének változására is (OHMURA et al, 2007).

A felhőzet és aeroszol által vezérelt globálsugárzás alakulása során változik a direkt és diffúz sugárzás aránya is, ami a fotoszintézis, és ezzel párhuzamosan a szén ciklus szempontjából fontos tényező (a nagyobb arányú diffúz fény növeli a fotoszintézist). MERCADO et al. (2009) sugárzási modell és vegetációs modell kombinálása révén azt tapasztalta, hogy a növények által megkötött szén mennyisége kapcsolatot mutat a globálsugárzás trendjével a 20. században, főként a globális homály időszakában.

Összegzésképpen elmondható, hogy a globálsugárzás alakulásában tapasztalt sokéves változások hatással vannak a többi szférára is (pl. hidroszféra, bioszféra). A globálsugárzás jövőbeni változásainak előrejelzése során több befolyásoló tényező alakulását is figyelembe kell venni, ezek közül talán a legfontosabb az aeroszol koncentráció alakulása. Jelenleg a fejlett országok levegőminőségi intézkedéseinek következményeként stabilizálódni látszik a légköri világosodás folyamata a 2000-es évek után (WILD, 2009a), ugyanakkor vannak olyan térségek, pl. Kína, ahol a nagymértékű aeroszol kibocsátások következtében további csökkenési tendencia figyelhető meg a globálsugárzásban. Hosszú távon várhatóan a fejlődő országok is javítják az antropogén eredetű aeroszol kibocsátási rátájukat, ami globális szinten jelentős hőmérsékletemelkedést vonhat maga után. Ebben az esetben kulcskérdéssé válik, hogy ezzel párhuzamosan milyen mértékben sikerült majd stabilizálni az üvegházhatású gázok koncentrációját, annak érdekében, hogy az eredmény ne járjon visszafordíthatatlan következményekkel.

1.6 A globálsugárzás jövőbeni alakulásának becslése modell-előrejelzések alapján

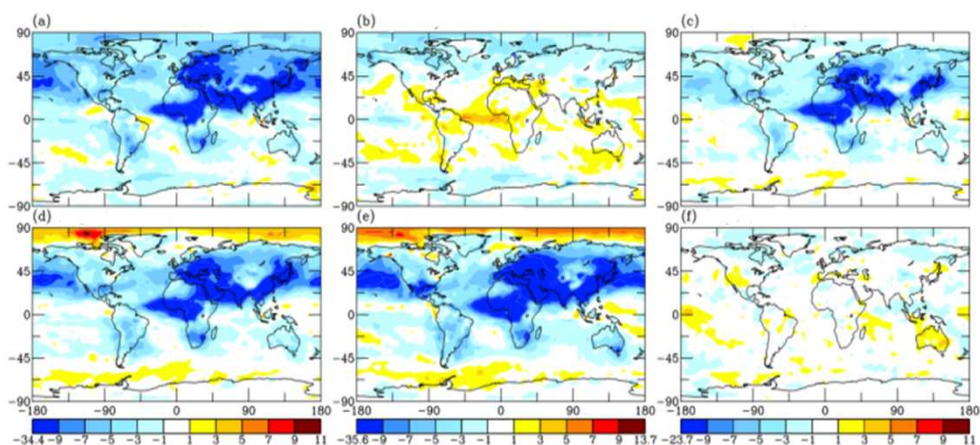
A hőmérséklet és csapadékmező változásának éghajlati modellekkel történő számszerűsítésére számos tanulmányt találunk, a globálsugárzás éghajlati modellezése azonban jóval kisebb szakirodalommal bír.

ROMANOU et al. (2007) az IPCC 2007 jelentésben szereplő kilenc csatolt óceán-légkör-szárazföld-jég általános cirkulációs modell esetében vizsgálta a globálsugárzás alakulását a 20. században. A modellek: GFDL-CM2.0, GISS-AOM, GISS-EH, GISS-ER, CCSM3, PCM, UKM O-HADCM3, ECHAM5/MPI-OM és a CCSR MIROC3.2 (http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php, letöltve 2013. március 19) egy $1-4 \text{ W/m}^2$ nagyságrendű általános globálsugárzás csökkenést jeleznek globális szinten, ami kisebb a felszíni megfigyelések által jelzett változásnál. A

GISS-ER modell futtatás esetében igazolták, hogy az aeroszol hatásnak jelentős szerepe van a sugárzás alakulásában, az indirekt aeroszol hatás nélküli futtatásokban a sugárzáscsökkenés jelentősen kisebb (1.4 ábra).

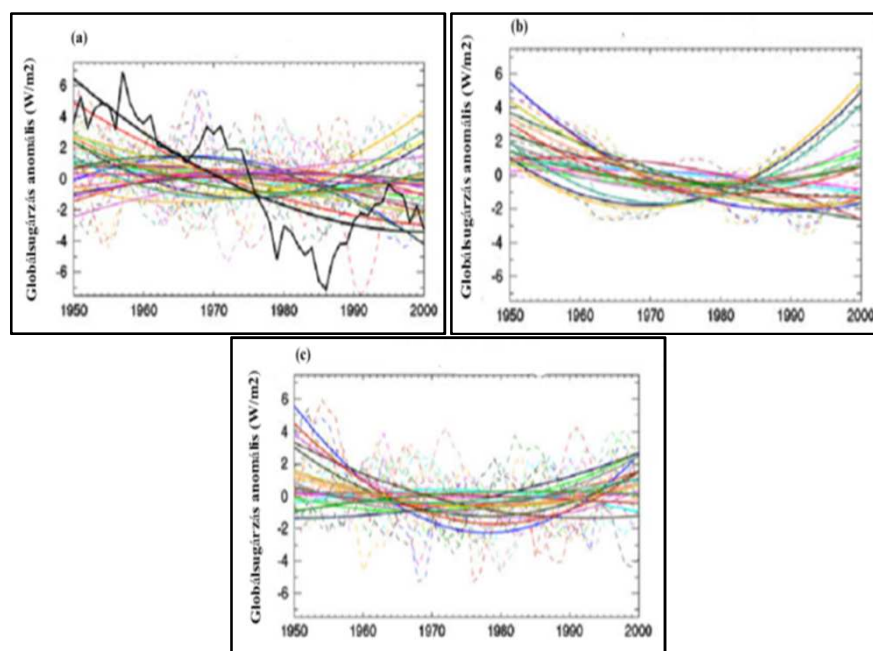
FOLINI és WILD (2011) az a 1950 – 2005 időszakra az ECHAM5 általános cirkulációs modelljét a Hamburg Aerosol Modul-lal (HAM) kombinálták, s így globálsugárzás szimulálásnál figyelembe tudták venni az aeroszol szerepét is. A felhőmentes sugárzás szimulációk esetében egy egyértelmű csökkenést tááltak az 1970-es évekig ($-2,5 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$), melyet egy emelkedő tendencia követ ($3 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$) jelentős regionális jelleggel Európa területén. Ez követi a felszíni megfigyelésekben tapasztalt változásokat, a felhőzettel együtt való futtatások viszont nem adnak egyértelmű egyezést.

RUCKSTUHL és NORRIS (2009) az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (IPCC) keretében futtatott IPCC-AR4 modellek alapján vizsgálták a felhőmentes rövidhullámú sugárzás alakulását Európában. Felszíni adatokkal összevetve jelentős eltéréseket találtak, mind nagyságrendben, mind pedig előjelben a modellezett és mért adatok között.



1.4 ábra A globálsugárzás lineáris trendjének alakulása a XX. században GISS-ER általános cirkulációs modell különböző sugárzási kényszerekkel történő szimulációja alapján ($\text{W/m}^2/100\text{év}$). (a) minden kényszer, (b) csak üvegházhatású gázok, (c) csak troposzférikus direkt aeroszol hatás, (d) csak troposzférikus direkt aeroszol hatás és felhőzet élettartam indirekt hatás, (e) troposzférikus direkt aeroszol hatás, felhőzet élettartam indirekt hatás és felhőzet albedó indirekt hatás, (f) csak troposzférikus ózon hatás (ROMANOU et al., 2007 nyomán)

A 1.5 ábra 23 IPCC-AR4 modell globálsugárzás szimulációját mutatja Európa területén felhős, illetve felhőmentes időszakban (WILD és SCHMUCKI, 2011) párhuzamosan a GEBA felszíni mérésekkel. Látható, hogy a különböző cirkulációs modellek nagyon eltérő globálsugárzás trendeket adnak, ugyanakkor a felhőzet sugárzási kényszerének beépítése nagymértékben rontja az eredményeket.



1.5 ábra Felszínen megfigyelt (fekete görbe) és 23 klímamodell által számolt (színes görbék) globálsugárzás anomáliák Európa 9 állomásra az 1950-2000 időszakban (referencia időszak 1950-2000). (a) teljes felhőzettel, (b) felhőmentes esetben, (c) felhő sugárzási hatása a felhőmentes és felhőzettel számolt sugárzás különbségeként meghatározva. Felszíni megfigyelés csak (a) esetében áll rendelkezésre (WILD és SCHMUCKI, 2011, nyomán)

A modellezett és mért adatok közötti jelentős eltérések több okra vezethetők vissza. Elsősorban a modellekbe beépített felhőzet sugárzási kényszerének pontossága befolyásolja a modellezett globálsugárzás trendjének a megbízhatóságát (WILD és SCHMUCKI, 2011). A másik fontos tényező a modellekbe beépített aeroszol kibocsátás és biomassza égetés adatbázisok pontatlansága, ami szintén hibás eredményeket okozhat (RUCKSTUHL és NORRIS, 2009; WILD, 2009b). Ezzel párhuzamosan az aeroszol indirekt hatásának figyelmen kívül hagyása is hasonló

eredményekre vezethet, ami csak néhány IPCC-AR4 modellbe van beépítve (IPCC, 2007, 10,2 táblázat). Ugyanakkor az aeroszol koncentráció erős regionális jellege (aeroszol urbanizációs hatás) sem épül be a modellekbe, ezáltal növelve az eredmények bizonytalanságát. A jelenlegi általános cirkulációs modellek pontatlansága a sugárzási trendek szimulálásban a többi éghajlati elem modellezésének pontatlanságához is vezethet.

Látható tehát, hogy a szakirodalomban több kísérlet történt a globálsugárzás várható változásainak becslésére is, ezek megbízhatósága korlátozott. Ennek okai, hogy (i) a globálsugárzás becslése a légkör egyszerűsített sugárzásátviteli modelljein alapul, (ii) nem egyeznek a monoton melegedés időszakában tapasztalt felszíni globálsugárzás-növekedéssel Európába nagy részén.

2. ADATOK ÉS MÓDSZEREK

A globálsugárzás hosszú adatsorainak vizsgálatánál kulcsfontosságú a rendelkezésre álló adatok minőségi és mennyiségi ellenőrzése. Vizsgálni kell a különböző forrásokból származó adatok egységességét is. Céljaink között szerepelt rendelkezésre álló adatbázisok lehető legoptimálisabb kombinálása, annak érdekében, hogy minél teljesebb leírást kapjunk globálsugárzás európai változásairól. A fejezet bemutatja a felhasznált adatbázisokat, hangsúlyozva a szelekciós kritériumokat, és a vizsgálat során használt módszereket.

2.1. Globálsugárzás mérése, adatok

A globálsugárzás műszeres mérése a XX. század első felében indult, a legrégebbi adatsor 1927-től indult (Stockholm). Hasonló hosszúságú adatsorok Európában mindössze 5 állomásról (Stockholm, Wageningen, Davos, Potsdam és Locarno-Monti) állnak rendelkezésre. A globálsugárzás hálózatszerű mérésének kiépítésére világszinten az 1957/1958 Nemzetközi Geofizikai év keretében került sor.

A XX. század második felétől működő aktinometriai állomások nagy részének mérési adatai két nemzetközi adatbázisban érhetőek el. A Sugárzási Világ Adatközpont (World Radiation Data Center, WRDC) 1964-ben alakult a szentpétervári Voeikov Main Geofizikai Observatorium keretében, ma a WRDC központ a Meteorológiai Világszolgálat támogatásával működik. A másik nemzetközi adatbázis a Globális Energiamérleg Adatbázis (Global Energy Balance Archive, GEBA) a svájci Federal Institute of Technology Zürich (ETH Zurich) keretében jött létre (OHMURA, 1989) és 1991 óta érhető el a kutatók számára. Az adatbázis 1985-ig korrigált havi globálsugárzási adatokat tartalmaz, 1985 utáni adatsorai hiányosak (OHMURA, 2006).

A két adatbázis lefödi az egész világot (kb. 2000 állomás), bár a két adatbázis összehasonlítása során kiderült, hogy a havi adatsorok teljessége, és adott esetben pontossága, eltérő. 112 közös európai állomás adatai között a korrelációs együttható 0,998, azonban kis számban jelentős eltérések tapasztalhatók, mint például Madrid Univ. ES (1994, 1995), Constanta RO (1991), Uccle BX (1994, 1995) állomásokon. 80 darab, úgyszintén közös európai állomás összehasonlítása során az adathiányok százalékos megoszlása a WRDC esetében 4,5%, a GEBA esetében 5,9%. A két

adatbázisban található adathiányokat figyelembe véve egy esetleges egységes adatbázis létrehozásával az adathiányt 28%-al lehetne pótolni.

Mindkét adatbázis ellenőrzésénél felmerül a berendezések elavulásának lehetősége, miáltal a beküldött adatok mérési pontossága csökkent, ami szisztematikus hibákhoz vezethet (pl. alacsonyabb értékek rögzítése) (Martin Wild saját közlés, e-mail, 2012. szeptember).

A WRDC és GEBA adatbázisok rossz időbeni felbontása (WRDC napos adatok, GEBA havi adatok), valamint a jelentős adathiány miatt szükségessé vált egy független mérési hálózat kiépítése, amely nagyobb időbeli felbontású, és részletesebb sugárzási mérések, elvégzését teszi lehetővé. Így alakult meg a Felszíni Sugárzás Alaphálózat (Baseline Surface Radiation Network BSRN) (OHMURA 1998), aminek keretében perces mérések zajlanak több sugárzási komponens esetében, világszerte mindegy 40 állomáson. Az idősorok 1992-től állnak rendelkezésre.

Az 1990-es években további felszíni mérőhálózatok jöttek létre, amelyek viszont jóval kisebb számú állomást tartalmaznak. Ilyen a Légköri Sugárzás Mérések Program (Atmospheric Radiation Measurements ARM), a NOAA által működtetett SURFAD program, ugyancsak a NOAA keretében működő ESRL hálózat, az Ausztrál Sugárzási Hálózat, vagy az Alpi Felszíni Sugármérő hálózat (Alpine Surface Radiation Budget ASRB).

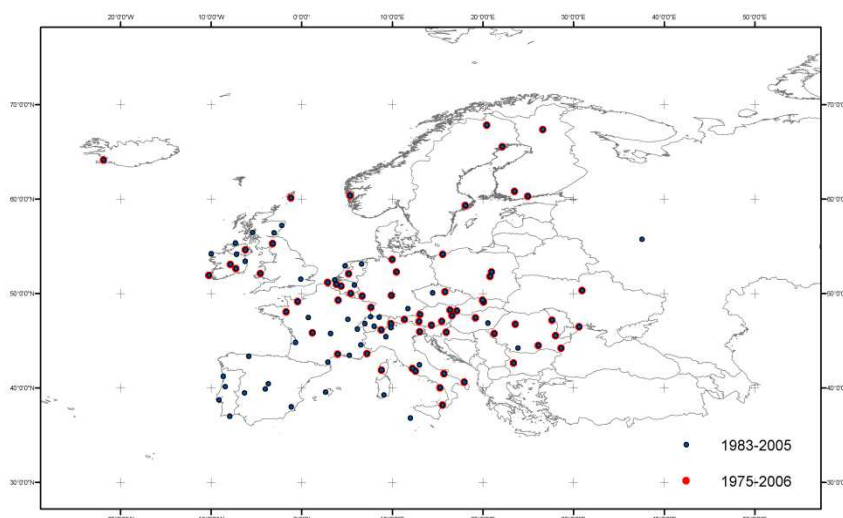
A disszertáció célkitűzéseit figyelembe véve a továbbiakban a WRDC adatbázis adataival dolgozunk, ami megfelel a trendszámításokhoz szükséges idősor hosszúsági kritériumának, lehető legjobb időbeni felbontása van (napos adatok), valamint kisebb adathiánnyal rendelkezik.

A WRDC adatok mérése a WMO irányításával történik. Az egyes állomásokon különböző típusú piranométereket használnak (pl. Kipp@Zonen: KZ/CM5, KZ/CM6, KZ/CM6B, KZ/CM11, KZ/CM21, KZ/CMP11; stellar piranométer TT/S; Moll-Gorczynsky típusú piranométer TT/MG), ami okozhat pontatlanságot két adatsorok összehasonlításában, ezt az adatok homogenizációja révén próbáltuk megoldani.

A WRDC adatbázisban a globálsugárzási értékek napos összeg, havi összeg, valamint ahavi napi összegek formájában, J/cm^2 mértékegységben vannak megadva. A vizsgálatokban a napos összegek havi átlagait használjuk W/m^2 mértékegységbe átalakítva.

A vizsgálatokba bevont állomások területi megoszlását a 2.1 ábra mutatja. Az 1976–2006-os időszakra 66 darab állomás, az 1983–2005-ös időszakban pedig 110 darab állomás reprezentálja a vizsgált térséget, amely magába foglalja az északi félteke é.sz 35 – 70, és ny.h 25 – k.h 40 térségét, vagyis az európai kontinentet és Izlandot. Amint a két időszak állomásainak

számából és megoszlásából is látszik, vannak olyan térségek (pl. Ibériai-félsziget), ahol csak a rövidebb időszakra állnak rendelkezésre adatok. A vizsgálatba bevont állomások oly módon lettek kiválasztva, hogy az adott időszakban a havi adathiány ne haladja meg az adatok 30%-át.



2.1 ábra A globálsugárzás vizsgálatba bevont WRDC adatbázis felszíni állomásainak területi megoszlása az 1975-2006 (piros) és 1983-2005 (kék) időszakban. Kiválasztási kritérium, hogy a havi adathiány ne haladja meg az adatok 30%-át.

A felszíni mérésekkel párhuzamosan a disszertációban műholdas globálsugárzási adatok elemzésére is sor kerül. Mivel a felszíni adatokkal való összehasonlítás miatt fontos szempont a jó területi felbontás, ezért a vizsgálatokhoz a 0,03x0,03 földrajzi fok felbontású Alkalmazott Műholdas Klímamonitoring Program (The Satellite Application Facility on Climate Monitoring, CMSAF) produktumokat választottuk. A CMSAF az EUMETSAT Műholdas Alkalmazások Hálózata (Satellite Application Network) részét képezi, feladata a jó minőségű éghajlati és operatív műholdas produktumok előállítás (EUMETSAT, 2013). A vizsgálatokban két sugárzási produktumot használtunk fel, és pedig a felszínre érkező rövidhullámú sugárzás (SIS, Surface Incoming Shortwave Radiation) (Posselt, 2011) és a felhőmentes Clear-Sky (SIC) sugárzási produktumokat (Jörg Trentmann személyes közlése, e-mail, 2013. január).

A SIS (CM-54) a geosztacionális METEOSAT műholdcsalád (Meteosat 2, 3, 4, 5, 6, 7) Látható és Infravörös Leképező Berendezés

(Meteosat Visible and InfraRed Imager MVIRI/METEOSAT) látható tartományban (0,45–1 μm) mért sugárzási értékekből származtatott produktum. A felszíni globálsugárzás adatokat a Heliosat algoritmus alapján határozták meg (CANO et al., 1986; BEYER et al., 1996; HAMMER et al., 2003), beépített self-calibration modullal (POSSELT, 2012). A SIS értékek származtatása két lépésből tevődik össze:

1. effektív felhőalbedó meghatározása (effective cloud albedo CAL),

$$CAL = \frac{R - R_{sfc}}{R_{max} - R_{sfc}}, \quad (2.1)$$

ahol, R mért visszavert rövidhullámú sugárzás, R_{sfc} felhőmentes (clear sky) esetben mért visszavert sugárzás, R_{max} teljesen borult időben mért visszavert sugárzás, R_{sfc} és R_{max} havi statisztikai átlagokként meghatározva

- 2 globálsugárzás érték (SIS) meghatározása clear sky modell (SIC) beépítésével

$$SIS = k(CAL)SIC, \quad (2.2)$$

ahol, $k(CAL)$ az úgynevezett clear sky index (HAMMER et al., 2003)

$$k(CAL) = \begin{cases} 1,2, & CAL \leq -0,2 \\ 1 - CAL, & -0,2 < CAL \leq 0,8 \\ 2,0667 - 3,667CAL + 16667CAL^2, & 0,8 < CAL \leq 1,1 \\ 0,05, & CAL > 1,1 \end{cases} \quad (2.3)$$

A minőségi ellenőrzés utáni adatok SIS produktumok az 1983 – 2005-ös időszakra állnak rendelkezésre (POSSELT, 2012).

A SIC adatokat a Mezoskálájú Légekőri Sugárzási Kód (Mesoscale Atmospheric Global Irradiance Code, MAGIC) (MAGIC) (MUELLER et al., 2009) állítja elő.

A MAGIC kód sugárzási értékeit a libRadtran sugárzásátviteli modell számolja (MAYER és KYLLING, 2005). A felhőmentes sugárzás esetében a modell egy-egy számítási rétegen belül lineárisan változó légkört feltételezve, a módosított Lambert-Beer függvényt használja az egyes hullámhosszakra. Egy korrekciós tényező bevezetésével veszi figyelembe a különböző napállásokhoz tartozó optikai mélységet. A modell sajátossága,

hogy Look Up Table (LUT) rendszerben tárolja az egyes pontokra meghatározott bemenő paramétereket (aeroszol optikai mélység, egyszeres szóródási együttható, asszimetria paraméter, vízgőz, ózon, albedo). Ez a módszer lehetővé teszi az értékek gyorsabb lekérdezését.

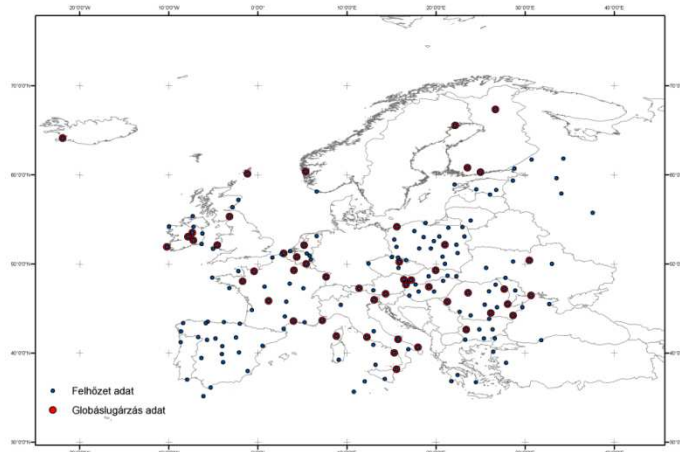
A sugárzásátviteli modell a légkör pillanatnyi állapotát további input adatokból határozza meg. Ezek a vízgőz (ERA-INTERIM reanalízis adatok, Dee, 2011), aeroszol (KINNE et al. 2006) és albedo (SARB/CERES, <http://www-surf.larc.nasa.gov/surf/pages/bbalb.html>).

A havi CMSAF SIS adatok BSRN felszíni globálsugárzás mérésekkel történő ellenőrzése $4,40 \text{ W/m}^2$ BIAS, és $7,99 \text{ W/m}^2$ MAB hibát adott, ami jóval az elfogadási tartomány (15 W/m^2) alatt van (POSSELT, 2012).

2.2 Felhőzet megfigyelése, adatok

A vizsgálatokban használt felszíni felhőzeti megfigyelési adatokat a WMO szinoptikus állomásairól származtatott havi felhőzeti mennyiségek (borultság) képezik. Az egész világra kiterjedő, több mint 5000 állomás adatát a Globális Szárazföldi Felhőklimatológia (Cloud Climatology for Land Stations Worldwide), 1971–1996 adatbázis tartalmazza (HAHN és WARREN, 2003; EASTMAN és WARREN, 2012).

Európa területére 760 állomásra találunk felhőzetiadatokat, viszont nagyon nagy adathiányokkal. A globálsugárzásnál is alkalmazott 30%-nál alacsonyabb adathiány kritérium összesen 174 állomás esetében teljesült. A nagy adathiány miatt, mely főként az adatsorok első és utolsó periódusaiban jellemzőek, a vizsgálatok csak az 1975–2006-os időszakra, vagy ezenbelüli részidőszakra vonatkoznak. Ugyanakkor mindegy 50 állomás esetében áll rendelkezésre mind globálsugárzás, mint pedig vizuális felhőadat. A 2.2. ábra mutatja a 174 állomások területi lefedettségét, valamint a mindkét paraméter adatival rendelkező állomások helyzetét. A 2.1 táblázat név szerint tartalmazza azokat az állomásokat, ahol egy időben rendelkezésre állnak havi globálsugárzás és felhőzeti (borultsági) adatok.



2.2. ábra A felhőzet vizsgálatába bevont Cloud Climatology for Land Stations Worldwide adatbázis állomásainak területi megoszlása az 1975-2006-os időszakra (kék), valamint azugyanerre az időszakra rendelkezésre álló WRDC állomások. Mindkét esetben a kiválasztási kritériuma az, hogy a havi adathiány ne haladja meg az adatok 30%-át.

A Globális Szárazföldi Felhőklimatológia adatbázis az 1975 –2006-os időszak felhőmennyiség adatait %-ban adja meg (kéttizedes pontossággal, 100% teljes felhőborítottság), és csak a nappali, helyi idő szerinti 06 és 18 óra közötti megfigyeléseket tartalmazza. A havi átlagokat napi átlagokból határozták meg, a minimum megfigyelési adat-kritérium nélkül (a megfigyelések száma minden érték esetében fel van tüntetve az adatbázisban, ezt viszont a kiválasztás során nem vettük figyelembe).

A felhőzet sokéves változásának alakulását műholdas felhőadatok segítségével is indokoltnak találtuk megvizsgálni, mivel Európa területén voltak olyan térségek, ahol nem állt rendelkezésünkre felszíni megfigyelés a teljes vizsgált időszakra (pl. Németország, Anglia, lásd 2.2 ábrát). Ennek következtében ezek a térségek teljesen kiestek a felszíni vizsgálatokból. A műholdas felhőadatok esetében ismét szempont volt a jó térbeni felbontás, így a CMSAF kvázipoláris műholdméréseiből származtatott, 0,25x0,25 földrajzi fok felbontású felhőmennyiség (Fractional cloud cover, CFC) produktumokat választottuk.

A CFC (CM-05) produktumok a NOAA műholdcsalád (NOAA-07-től a NOAA-19-ig) és az EUMETSAT MetOp-A műhold fedélzetén elhelyezett Fejlett Nagyfelbontású Radiométer (Advanced Very High Resolution Radiometer AVHRR) méréseiből származnak (EUMETSAT, 2012).

2.1 táblázat Az 1975-2006 időszakban a WRDC globálsugárzás és Cloud Climatology for Land Stations Worldwide felhőzeti adatokkal egyaránt rendelkező állomások (50 darab) listája Európában

WMO_ID	Földr. szélesség	Földr. hosszúság	Tfesz.	Állomás neve	Ország
1317	60 22É	05 20K	41	BERGEN/FLORIDA	Norvégia
2186	65 32É	22 07K	17	LULEA-KALLAX	Svédország
2836	67 22É	26 38K	179	SODANKYLA	Finnország
2963	60 49É	23 30K	104	JOKIOINEN	Finnország
2974	60 19É	24 58K	53	HELSINKI-VANTAA	Finnország
3005	60 08É	01 11NY	63	LERWICK	Egyesült Királyság
3162	55 18É	03 12NY	242	ESKDALEMUIR	Egyesült Királyság
3502	52 08É	04 34NY	134	ABERPORTH	Egyesült Királyság
3917	54 39É	06 13NY	68	ALDERGROVE	Egyesült Királyság
3953	51 56É	10 14NY	30	VALENTIA OBSERVATORY	Írország
3960	52 40É	7 16NY	64	KILKENNY	Írország
3965	53 05É	7 53NY	72	BIRR	Írország
4030	64 08É	21 54NY	52	REYKJAVIK	Izland
6260	52 05É	05 10K	2	DE BILT AWS	Hollandia
6407	51 12É	02 52K	5	OOSTENDE (AIRPORT)	Belgium
6447	50 48É	04 21K	100	UCCLE	Belgium
6476	50 02É	05 24K	563	ST-HUBERT	Belgium
7027	49 10É	00 27NY	78	CAEN-CARPIQUET	Franciaország
7070	49 18É	4 02K	95	REIMS	Franciaország
7130	48 04É	01 44NY	37	RENNES-SAINT JACQUES	Franciaország
7190	48 32É	07 38K	153	STRASBOURG-ENTZHEIM	Franciaország
7434	45 51É	01 10K	396	LIMOGES-BELLEGARDE	Franciaország
7643	43 34É	03 57K	5	MONTPELLIER	Franciaország
7690	43 38É	07 12K	4	NICE	Franciaország
7761	41 55É	08 47K	6	AJACCIO	Franciaország
11035	48 14É	16 21K	203	WIEN/HOHE WARTE	Ausztria
11120	47 15É	11 21K	579	INNSBRUCK-FLUGHAFEN	Ausztria
11231	46 38É	14 19K	447	KLAGENFURT-FLUGHAFEN	Ausztria
11648	50°11É	15 50K	278	HRADEC KRALOVE	Cseh Köztársaság
11816	48 12E	17 12K	304	BRATISLAVA-LETISKO	Szlovákia
12100	54 10É	15 34K	3	KOLOBRZEG	Lengyelország
12375	52 09É	20 57K	98	WARSAWA-OKECIE	Lengyelország
12625	49 17É	19 57K	857	ZAKOPANE	Lengyelország
12805	47 41É	16 36K	233	SOPRON	Magyarország
12843	47 26É	19 11K	138	BUDAPEST/PESTSZENTLORINC	Magyarország
15090	47 10É	27 37K	90	IASI	Románia
15120	46 46É	23 34K	410	CLUJ-NAPOCA	Románia
15247	45 46É	21 15K	90	TIMISOARA	Románia
15310	45 28É	28 01K	72	GALATI	Románia
15420	44 30É	26 04K	91	BUCURESTI BANEASA	Románia
15480	44 12É	28 38K	12	CONSTANTA	Románia
15614	42 39É	23 23K	586	SOFIA (OBSERV.)	Bulgária
16045	45 58É	13 02K	51	UDINE/RIVOLTO	Olaszország
16242	41 48É	12 14K	3	ROMA/FIUMICINO	Olaszország
16261	41 32É	15 42K	57	AMENDOLA	Olaszország
16310	40 01É	15 16K	184	CAPO PALINURO	Olaszország
16320	40 39É	17 57K	15	BRINDISI	Olaszország
16420	38 11É	15 32K	59	MESSINA	Olaszország
33345	50 24É	30 34K	179	KIEV	Ukrajna
33837	46 26É	30 46K	64	ODESA	Ukrajna

Az adatok származtatása az ún. felhőmaszk (cloud mask) módszer alapján történt, amikor is a relatív felhőmennyiséget minden egyes cella esetében a felhős pixel, valamint a cella összes pixelének száma közötti arány adja meg %-ban.

$$CFC(i, j) = \frac{N(i, j)_{felhős}}{N(i, j)_{felhős} + N(i, j)_{felhőtlen}}, \quad (2.4)$$

ahol, i, j a cella helyzetét jelöli, $N_{Felhős}$ a felhős cellák száma, $N_{felhőtlen}$ a felhőmentes cellák száma

A reflektivitási értékekből származtatott felhőmaszk és felhőzet leképezés a Poláris Platform Rendszer (Polar Platform System, PPS) algoritmus alapján történik (DYBBROE et al., 2005a; DYBBROE et al., 2005b).

A CMSAF CFC produktumok esetében külön rendelkezésre állnak a nappali és az éjszakai mérések, előbbi a $\leq 80^\circ$ beesési szög, utóbbi a $\geq 95^\circ$ beesési szög alapján lehatárolva. A 80° és 95° beesési szögek közötti mérések a megvilágításból (alkonyat) adódó hibaforrások lehetősége miatt figyelmen kívül maradnak. A továbbiakban a felszíni felhőzettel, valamint a globálsugárzással végzett együttes vizsgálatok miatt csak a nappali méréseket vesszük figyelembe.

Az 1982-2005-ös időszakra vonatkozó CFC felhőzeti adatok előállításánál meg kell még jegyeznünk, hogy az időszak alatt változott a figyelembe vett napi mérések száma (napi egy mérés 1982-1991 között, 2001 után pedig több mint napi kettő). Az CFC produktumok verifikációja felszíni, illetve más műholdas produktumokkal, rendre az alábbi átlagos hibákat adja: 3,6 % (SYNOP), 10 % (CALIPSO), 4,1 % (PATMOSx), 10 % -20 % (MODIS), 0 % -12 % (ISCCP). Az elfogadási tartomány felső határa 10% (EUMETSAT, 2012).

2.3 Aeroszol adatok

A légköri aeroszol direkt mérése nem folyik hálózatszerűen. Ezért a vizsgálatban az NASA keretében működő Ózon Megfigyelő Program (Ozone Monitoring Instrument, OMI) Összózon Leképező Spektrométere (Total Ozone Mapping Spectrometer, TOMS) által mért aeroszol adatbázisát használtuk (TORRES, 2007), mely a rendelkezésre álló leghosszabb aeroszol optikai mélységi adatsort tartalmazza. A Nimbus 7 (1980-1993) és Earth Probe (1996-2001) műholdak közeli UV sávjában mért értékekből

származtatott aeroszol optikai mélység (AOT_{380} , AOT_{500}) (TORRES, 2002) 1x1 földrajzi fok felbontásban, havi átlagokként érhetők el az 1980-2001-es időszakokra. A durva térbeni felbontás következtében ezek az adatsorok csak a nagy skálájú aeroszol terjedési folyamatokat tudják figyelembe venni, mint a sivatagi homok, vagy a biomassza égés/égetés. A műholdas adatok felszíni mérésekkel történt verifikációja alapján a havi AOT adatok véletlen hibája 30% (TORRES, 2005).

2.4 Vízgőz és globálsugárzás ERA-INTERIM reanalízis adatok

A légköri vízgőz sugárzási kényszerének számszerűsítésére közvetett és közvetlen úton került sor az Európai Középtávú Meteorológiai Előrejelző Központ (ECMWF) ERA-INTERIM adatbázis kihullható vízgőztartalom és felhőmentes sugárzási értékei révén. A korábbi ERA-40 reanalízis adatokhoz képest az ERA-INTERIM előrelépést mutat a négydimenziós variációs adatasszimiláció (4D-Var) alkalmazásával, illetve a nedvességi mezők analízisének finomításával (BERRISFORD, 2009; DEE, 2011). Ugyanakkor az ERA-INTERIM projekt keretében az adat asszimiláció az ECMWF Integrált Előrejelző Rendszer (Integrated Forecast System, IFS Cy31r2/2006) révén történik. A felhőmentes rövidhullámú sugárzási komponens (surface net solar radiation, clear sky) számításánál a vízgőz értékeket a sugárzásátviteli algoritmus az operatív modellből veszi, az aeroszol optikai mélység értékeknél viszont sokéveshavi adatokat (TEGEN, 1997) építi be (ECMWF, 2006). Ennek következtében, az előállított sugárzási értékekben tapasztalt trendeket csak a vízgőz sugárzásmódosító hatása vezérli így lehetővé téve a vízgőz sugárzási kényszerének relatív számszerűsítését.

2.5. Adatok homogenizálása

A nyers éghajlati adatokból származó eredmények kiértékelésénél figyelembe kell venni, hogy a mérés során rögzített érték az általa leírt légköri állapot mellett a mérés során fellépő pontatlanságokat is tartalmazhatja. Ha ezeket, a nem-éghajlati jeleket nem szűrjük ki az adatsorból, téves változásokat értékelhetünk ki. Ezért szükséges az adatok korrekciója, vagyis homogenizálása.

Az általunk használt műholdas adatok átmentek egy elsődleges adatminőség ellenőrzési algoritmuson (CMSAF adatok POSSELT, 2012), a felszíni globálsugárzás és felhőzeti adatokat viszont homogenizálni kellett.

Az idősorok homogenizálása az Adatsorok Homogenizálása Többszöri Elemzéssel (Multiple Analysis of Series for Homogenization, MASH) programozott statisztikai eljárással történt (SZENTIMREY, 1999, 2003). Az eljárás a relatív homogenitás-vizsgálati elven alapul; egy adott éghajlati elem, különböző megfigyelési állomásokhoz tartozó, azonos időszakára vonatkozó idősorait hasonlítja össze és az esetleges töréspontokat, adatbeli eltolódásokat keresi. Statisztikai eljárásról lévén szó, mindez adott szignifikancia-szinten történik.

Az eljárás rendre különbségeket képez az éppen vizsgált (jelölt-) állomás és a körülötte elhelyezkedő, vele szoros korrelációban levő referencia állomások súlyozott átlagai között. A súlyokat minden jelölt-állomás adatsorának páronkénti korrelációiból vezeti le úgy, hogy végső soron biztosítsa a négyzetes eltérés minimális voltát. A különbségi sorokban talált töréspontokat (ugrásszerű változásokat) akkor tekintjük a jelölt sorban mutatkozó inhomogenitásnak, ha azok minden más, figyelembe vett referencia-sorral szemben megmutatkoznak. A jelölt-sorok egy másik állomásra vonatkozó összevetésben természetesen referencia-sorokká válhatnak – számos más társukkal együtt felfedezve és módosítva egy másik jelöltben meglevő, esetleges töréspontot.

A töréspontokat és a korrekciókat minden egyes lépésben elvégzi az eljárás mindaddig, amíg – esetenként a töréspontok korrekciójával módosított referencia-sorok ismételt felhasználásával – valahol is talál még az eljárás szignifikáns törést. Az MASH eljárás alkalmas több töréspont észrevételére és módosítására is ugyanabban az adatsorban. Az eljárás nemcsak megállapítja a töréspontot, de pontszerű, statisztikailag megbízható javaslatot tesz a korrekcióra, és intervallum-becslést is ad, ami lehetőséget ad az optimálishoz képes eltérő korrekciók alkalmazására is.

A munka során mindvégig az optimális értékeket használtuk fel, amelyeket a MASH eljárás teljesen automatikus futtatása felkínált. A homogenizált adatokban így semmilyen, a statisztikán kívüli megfontolás nem juthatott szerephez.

Az adatok jellegétől függően a homogenizálásra lehet additív vagy kumulatív modellt használni. Esetünkben a globálsugárzás és felhőzet havi adatok homogenizálása additív modellel történt.

A homogenizálás jóságának eldöntésére a modell több alapstatisztikát határoz meg. Az esetünkben használt THS mutató a kapott adatsorok inhomogenitásának tesztelésére alkalmas (SZENTIMREY, 1999).

A globálsugárzás esetében a homogenizációt két adatbázisra végeztük el, elsőként az adathiány szűrés nélküli 118 állomás adataira az 1971 – 2006-os időszakban, majd csak a 30%-nál kisebb adathiányt tartalmazó 66 állomásra, szintén az 1971 – 2006-os időszakra. A felhőzet esetében csak a 174, 30%-nál kisebb adathiánnyal rendelkező állomásra végeztük el a homogenizációt, ugyancsak az 1971 – 2006 időszakra. A globálsugárzás és a felhőzeti adatok homogenizálásának verifikációs statisztikáit (TSA) a 2.2 táblázat tartalmazza rendre a 12 hónapra. A kritikus értéktől kis mértékűeltérések miatta további vizsgálatokban mindhárom adatsort felhasználjuk.

2.2 táblázat A MASH havi homogenizálás TSA értékei, globálsugárzás (118 állomás - Globálsugárzás118, 66 - állomás Globálsugárzás66) és felhőzeti (174 állomás - Felhőzet174) adatok esetében

Hónapok	Globálsugárzás118	Globálsugárzás66	Felhőzet174
1	22,25	19,74	17,79
2	22,8	21,16	20,32
3	22,92	17,49	19,85
4	20,69	19,42	20,31
5	22,07	18,7	18,81
6	21,65	19,62	19,31
7	18,94	21,86	19,62
8	22,92	23,48	18,65
9	21,05	19,29	20,56
10	21,42	17,29	20,35
11	23,85	20,38	17,08
12	20,77	20,69	16,85
kritikus érték(évek száma, azonos)	20,57	20,57	20,57

2.6. Lineáris trendbecslés

A légköri paraméterek időbeli alakulását/változását/menetét lineáris trend illesztésével vizsgáltuk. A módszer erőssége, hogy meghatározható a becslés konfidencia intervalluma is. Annak érdekében, hogy a sokéves alakulásában az esetleges töréspontokat, trendbeli irányváltásokat is figyelembe tudjuk venni, másod-és harmadrendű polinomiális függvényeket is illesztettünk az adatsorokra. A lineáris illetve magasabb rendű függvények jóságának eldöntésére F-próbát alkalmaztunk.

A lineáris trend-modell az alábbiakként definiálgató (ROGERSON, 2011):

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_i + \varepsilon_i, \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (2.5)$$

ahol, y_i függő valószínűségi változó, x_i független valószínűségi változó, β_0 konstans, az a pont ahol az egyenes metszi az y tengelyt, β_1 a változó súlya, azt fejezi ki, hogy x egységnyi változása mekkora növekedést idéz elő y becslésében, ε_i nulla várható értékű és normális eloszlású hibatag, n esetek száma

A lineáris regressziós becslés feltételei:

- 1 a hibatag feltételes eloszlásai normálisak nulla várható értékkel és állandó szórással,
- 2 a hibatag különböző x értékekhez tartozó értékei nem korrelálnak

A dolgozatban használt összefüggés-vizsgálat esetében a regressziós becslés jóságát egyrészt a hibatagok normalitásának vizsgálatával döntöttük el. Mivel minden esetben 2000-nél kisebb esetszámunk volt, ezért a normalitás vizsgálatára a Shapiro-Wilk tesztet (SHAPIRO és WILK 1965) használtuk. A Shapiro-Wilk teszt nullhipotézise, hogy a vizsgált minta elemei normál eloszlást követnek. A próbastatisztika értékét a 2.6 összefüggés adja, az adott próbastatisztikához tartozó valószínűségi értéket a PEARSON és HARTLEY (1972) táblázat tartalmazza.

$$W = \frac{(\sum_{i=1}^n a_i x_{(i)})^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (2.6)$$

ahol, x_i megfigyelt érték, a konstans, melyet az átlag, variancia és kovariancia értékéből határoz meg

A regressziós becslés hibatagjainak autokorrelációját a Box-Ljung (LJUNG és BOX, 1978) teszttel ellenőriztük. A teszt nullhipotézise, hogy a vizsgált minta elemei között nem létezik k -ad rendű autokorreláció. Az n elemű minta esetében a próbastatisztikát a 2.7 összefüggés adja.

$$Q = n(n + 2) \sum_{k=1}^m \frac{r_k^2}{n-k}, \quad (2.7)$$

ahol, r_k a k-ad rendű autokorreláció, m a különböző k-ad rendű autokorrelációs vizsgálatok száma

Adott p valószínűség mellett az elfogadási tartományt a 2.8 összefüggés adja.

$$Q > \chi_{1-\alpha, h}^2, \quad (2.8)$$

ahol, α a χ^2 eloszlás quantilisa, h szabadsági fokkal

A globálsugárzás és a légköri paraméterek időbeni alakulását ugyancsak lineáris megközelítésben vizsgáltuk, ebben az esetben az x változónk az idő lesz.

Az adatsorokban meglévő esetleges törések kimutatása érdekében a regressziós becslést elvégeztük másod- és harmadfokú polinomiális függvényillesztéssel is, ahol a 2.9 szerinti n -ed fokú polinomiális modellt használtuk.

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_i + \beta_2 x_i^2 + \beta_3 x_i^3 + \dots + \beta_n x_i^n + \varepsilon_i, \quad (2.9)$$

A vizsgálat során a regressziós becslés jóságának mérőszámaként a korrigált reziduális szórás határoztuk meg (s_e) (2.10), ezek összehasonlítása révén nyílt lehetőség a lineáris és nem-lineáris megközelítések összehasonlítására.

$$s_e = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n e_i^2}{n-2}}, \quad (2.10)$$

A lineáris modell β_j paraméterének meghatározása mellett minden esetben statisztikai hipotézisvizsgálattal elvégeztük a trend szignifikancia vizsgálatát (β_j szignifikánsan eltér-e nullától). Az eredmények kiértékelésénél szükségesnek láttuk megjegyezni külön a szignifikáns változások nagyságrendjeit is. A szignifikancia vizsgálatot az alábbi t-eloszlású próbával végeztük (ROGERSON, 2011):

$$H_0: \beta_j=0, H_1: \beta_j \neq 0$$

$$t = \frac{\hat{\beta}_j}{s_{\hat{\beta}_j}} = \frac{\hat{\beta}_j}{s_e \sqrt{\frac{1}{\sum ss_x^2}}}, \quad (2.11)$$

ahol, t t-eloszlást követ $n-2$ szabadsági fokkal, és

$$SS_x = \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2, \quad (2.12)$$

A lineáris regressziós becslés ugyanakkor lehetőséget ad a β_1 paraméter intervallumbecslésére (2.13), ahol t_k a t-eloszlás kritikus értéke, $n-2$ szabadsági fokkal:

$$\beta_1 - \frac{t_k s_e}{\sqrt{ss_x}}, \quad \beta_2 + \frac{t_k s_e}{\sqrt{ss_x}}, \quad (2.13)$$

A légköri paraméterek trendszerű változásainak kiértékelésénél minden esetben feltűntettük a 2.13 alapján számolt bizonytalansági sávokat is, ez elsősorban az ok-okozati összefüggések (különböző légköri elemek sugárzási kényszerének összehasonlítása) értelmezésénél szükségszerű, amikor az egymásra tevődő hatások nagyságrendjeit vizsgáljuk.

A globálsugárzás adatsor nemlineáris jellegét mi az általánosan használt polinomiális függvényekkel közelítettük, ami azonban – elsősorban a paraméterek nagy száma miatt – a gyakorlatban igen nehezen kezelhető és fizikai tartalom sem rendelhető hozzá (MATYASOVSKY, 2002). Abban az esetben, ha az adatsorban erős nemlineáris jelleget vélünk felfedni, érdemes foglalkozni további nemlineáris idősormodellek elemzésével. A legismertebb nemlineáris modelleke között megemlítjük a Bilineáris (BL) modellt, az Autoregresszív küszöb (TAR) modellt, a Sima autoregresszív küszöb (STAR) modellt, a Mefigyelhető folyamat által vezérelt (TARSO) modellt vagy a Nem megfigyelhető Marcov-lánc által vezérelt (MDAR) modellt. Ezeknek a modellek a részletes ismertetését és alkalmazását nem tartalmazza a dolgozat, mivel a globálsugárzás adatorokban a lineáris és polinomiális közelítések hasonló eredményt adtak, ezért nem láttuk indokoltnak további nemlineáris közelítések vizsgálatát.

3. EREDMÉNYEK

A disszertáció kitűzött célja a globálsugárzás trendszerű változásainak nyomon követése Európában az elmúlt évtizedekben, amikor az északi félgömb átlaghőmérséklete monoton melegedő tendenciát mutatott (JONES et al., 2013). A számszerűsített trendek alapján, elkülönítve bennük a felhőzet illetve a légkör más összetevőinek (a vízgőz- és az aeroszol) hatását, megkíséreljük megbecsülni a globálsugárzás várható változásait a felhőzet ismert európai forgatókönyveihez kapcsolva. Az empirikus vizsgálatokban műholdas mérésekből származtatott globálsugárzás és felhőzeti adatokat is felhasználunk, megkísérelve a felszíni mérések esetleges hibáiból származó pontatlanságok felismerését és kiküszöbölését.

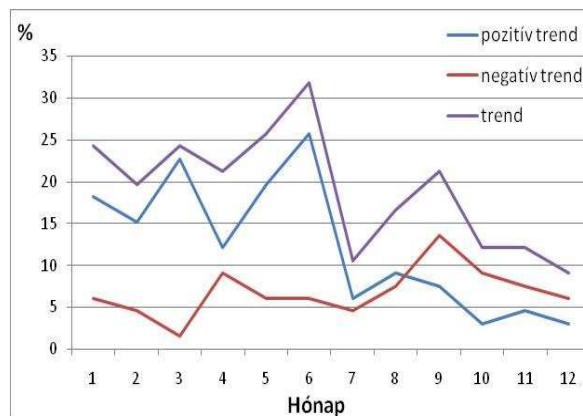
3.1 A globálsugárzás trendjei Európában (1975-2006)

A globálsugárzás alakulásában tapasztalható trendszerű változást a fejezetben lineáris függvényekkel közelítjük meg, amit a szakirodalomban is széles körben alkalmaznak hasonló vizsgálatokban (STJERN et al., 2009; NORIS et al., 2007). A módszer előnye, hogy adott valószínűség mellett meghatározható a regressziós együttható szignifikanciája (β_1 együttható eltérése 0-tól), valamint a β_1 együttható konfidencia intervalluma is.

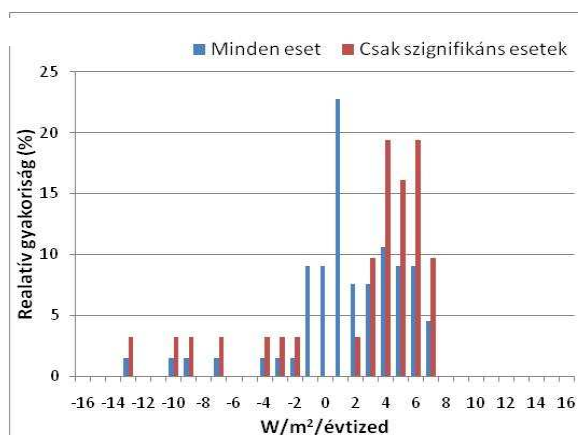
3.1.1 Lineáris trendek – európai összesítés

A WRDC adatbázisban (lásd 2.1 fejezet) Európában 66 állomás esetében állt rendelkezésre megfelelő (legfeljebb 30%-os arányú adathiányt mutató) globálsugárzás adatsor az 1975-2006 időszakra. Az adathiányok értékeit egyszerűen kihagytuk, azok a minták 32-nél kevesebb (de legalább 23) tényleges elemet tartalmaztak. A nyers adatok lineáris trendvizsgálata alapján, éves átlagban a 66 állomás 45,4%-a (30 állomás) ad szignifikáns trendszerű változást 95% valószínűségi szinten. Ezek az összes eset 34,8%-ában pozitív-, 10,6%-ában pedig negatív irányba mutatnak. A 3.1 ábra mutatja a szignifikáns trendet mutató állomások százalékos megoszlását egyes hónapokban. Januártól augusztusig a pozitív irányú változások dominálnak Európa területén, míg az év utolsó 4 hónapjában, bár alacsonyabb részarányban, de a negatív, vagyis csökkenő tendencia válik jellemzőbbé Európa területén.

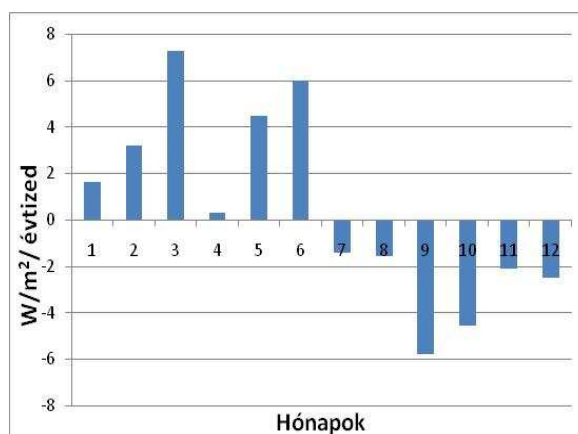
A szignifikáns trendet mutató állomások változásainak nagyságrendjét a 3.2 ábra mutatja. Éves átlagban az abszolút változás $+1,74 (\pm 0,30) \text{ W/m}^2/\text{évtized}$ (ez $+1,23\%/\text{évtized}$ relatív változást jelent), a negatív változás $-7,34 (\pm 0,44) \text{ W/m}^2/\text{évtized}$, abszolút pozitív változás $4,52 (\pm 0,27) \text{ W/m}^2/\text{évtized}$. Látható, hogy a szignifikáns pozitív változások gyakorisága nagyobb, a szignifikáns negatív változások viszont erőteljesebbek. Abban az esetben, ha minden állomás trendértékeit figyelembe vesszük, nemcsak a szignifikáns változást mutatóakét, akkor a 66 állomás átlagában az évtizedes változások $1,00 (\pm 0,29) \text{ W/m}^2/\text{évtized}$ (ez $0,7\%$ relatív változást jelent). Kettébontva, a negatív változások $-3,34 (\pm 0,34) \text{ W/m}^2/\text{évtized}$, a pozitív változások $7,26 (\pm 0,27) \text{ W/m}^2/\text{évtized}$ átlagos mértékűek. Mivel a nem szignifikáns állomások adják az esetek nagyobb részét (a kéthavi mintákat is minősítve, $59,1\%$ -át), az általuk mutatott évközi változékonyságot indokoltnak láttuk elhagyni a globálsugárzás valódi trendszerű változásainak vizsgálatából. Ellenkező esetben megváltozik a változások eloszlása (3.2. ábra), vagyis nem látjuk a mértékadó trendek változásait és torzul a szélső értékek nagysága is.



3.1 ábra A globálsugárzásban szignifikáns változást mutató állomások részaránya (%) havi bontásban (összesen 66 állomás) Európa területén az 1975-2006 időszakban



3.2. ábra A csak szignifikáns trendek (piros), valamint minden állomás által mutatott globálsugárzás változások eloszlása (W/m²/évtized) Európában az 1975-2006-os időszakban



3.3 ábra A csak szignifikáns globálsugárzási trendek nagyságánakhavi alakulása Európában az 1975-2006-os időszakban

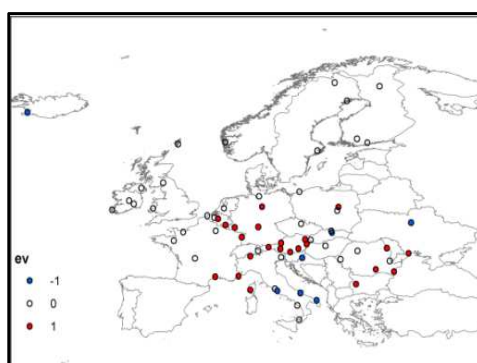
A csak szignifikáns változásokat mutató állomások trendjeinek nagyságát havi bontásban a 3.3 ábra mutatja, amely Európában erőteljesebb pozitív változásokat mutat az év első felében, ugyanakkor a szeptemberi és októberi hónapban erős csökkenést jelez.

3.1.2 Lineáris trendek – területi különbségek

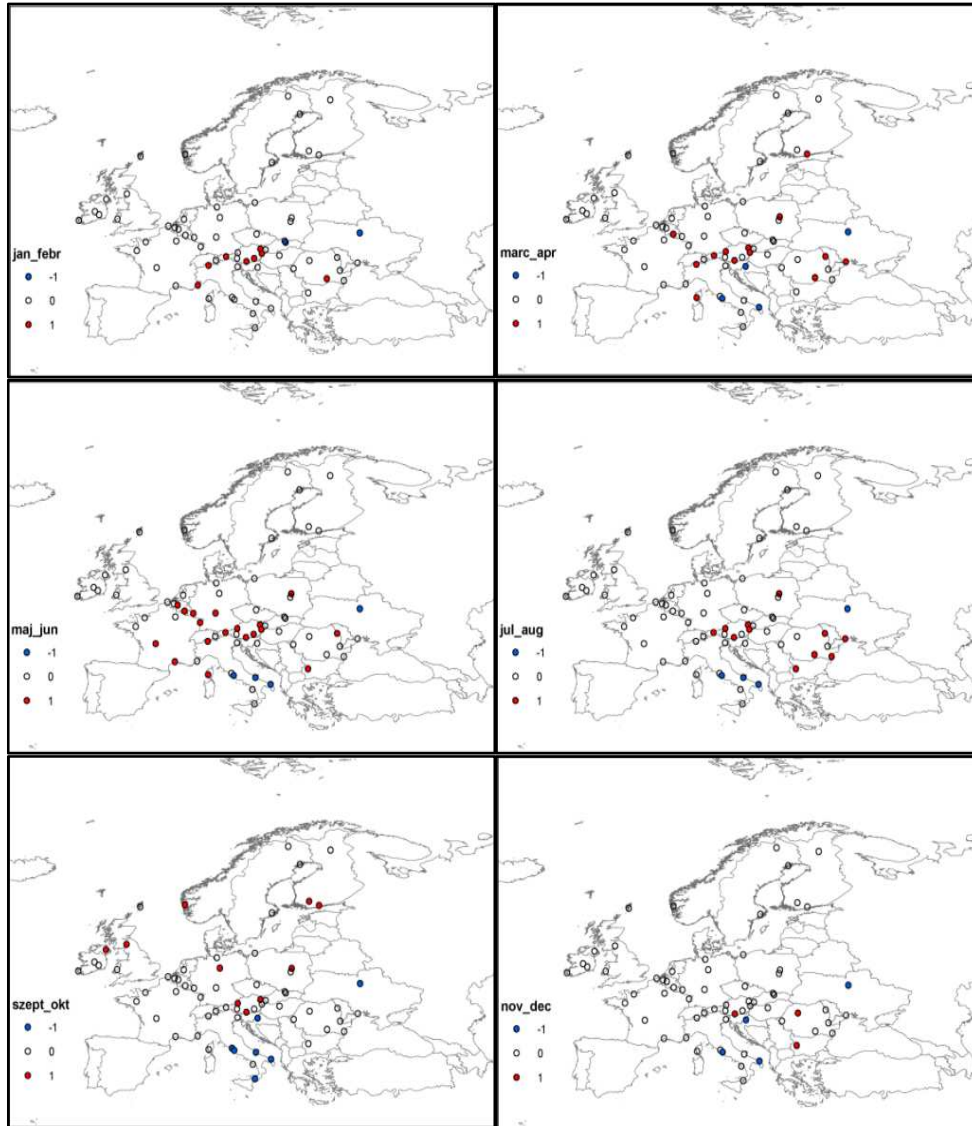
A globálsugárzás trendszerű változásának sajátosságaira a szignifikáns változást, illetve szignifikáns változást nem mutató állomások területi megoszlása mutat rá (3.4A ábra és 3.4B ábra). A globálsugárzás növekedése a vizsgált 32 évben főként a kontinens középső, illetve délkeleti részén tapasztalható, a csökkenő tendenciát mutató állomások elsősorban Olaszország déli részében találhatóak. Ez a területi eloszlás jellemző az éves (3.4A ábra) és a kéthavi (3.4B ábra) trendekre is. A kéthavi bontásban bemutatott eredmények elsősorban a nyári félévben jeleznek pozitív változásokat. Ugyanakkor a pozitív előjelű trendek területi szórása a szeptember-október hónapban a legnagyobb. Meg kell jegyeznünk, hogy az adathiány miatt a vizsgálatból teljesen kimaradt az Ibériai-félsziget.

Összességében a változások térbeni eloszlására nagyfokú mozaikosság jellemző, mely nem mutat szignifikáns kapcsolatot sem a földrajzi helyzettel (földrajzi szélesség, földrajzi hosszúság), sem pedig a tengerszint feletti magassággal.

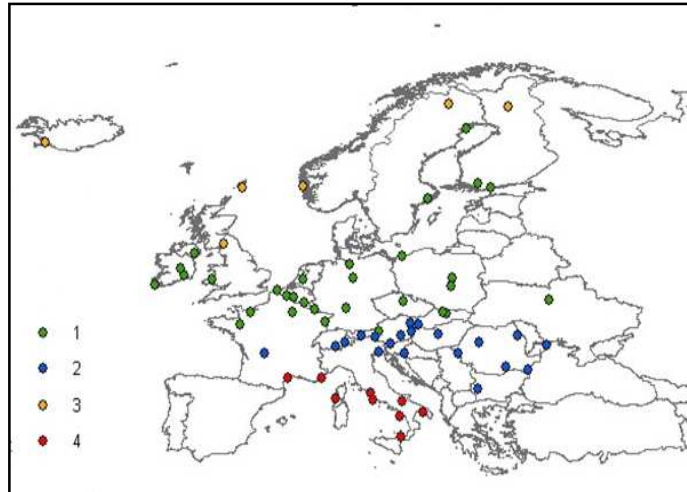
Európa klimatikus globálsugárzási adottságai és a trendszerű változások közötti kapcsolat vizsgálata érdekében az állomásokat klimatikus átlagértékeik alapján K-közép módszerrel külön csoportokba soroltuk. Európa területén így 4 sugárzási régiót különítettünk el (3.5 ábra). A csoportok területi megoszlásában szépen kirajzolódik a globálsugárzás földrajzi szélességek menti zonális változása. A következő lépésben az azonos csoportba eső állomások adatainak átlagolása után a négy térségre külön-külön meghatároztuk a globálsugárzás alakulásában tapasztalt trendek nagyságát.



3.4A ábra A globálsugárzásban tapasztalt trendszerű változásokat mutató (pozitív-piros, negatív-kék), illetve szignifikáns változást nem mutató állomások (üres kör) területi megoszlása Európában az 1975-2006-os időszakban, éves átlagban



3.4B ábra A globálsugárzásban tapasztalt trendszerű változásokat mutató (pozitív-piros, negatív-kék), illetve szignifikáns változást nem mutató állomások (üres kör) területi megoszlása Európában az 1975-2006-os időszakban, kéthavi bontásban



3.5 ábra Európa négy, klimatikus átlagok alapján elkülönülő globálsugárzási zónája (1975-2006)

Az 3.1 táblázat tartalmazza a 3.5 ábrán mutatott 4 zóna esetében tapasztalt szignifikáns változások százalékos megoszlását, illetve nagyságát. Ebben a tekintetben a 4-es zóna (kontinentes déli része) mutat legnagyobb százalékban (66,7%) szignifikáns negatív változást. Ezt követi a 2-es zóna (61,9%), jelentős, de már pozitív változással. A következő, úgyszintén globálsugárzás növekedést jelző térség az 1-es zóna, az előbbihez képest enyhébb pozitív változásokra. A kontinens északi részét reprezentáló 3-as zóna a globálsugárzás alakulásában ismét jelentős csökkenést mutat (itt csak egy szignifikáns változást adó állomásunk van, viszont a nem szignifikán esetekkel együtt is a térség csökkenő tendenciát mutat) az 1975-2006-os időszakban.

Ez a vizsgálat utal arra, hogy a globálsugárzásban tapasztal pozitív terendek elsősorban a kontinens középső részén, míg csökkenő változások az északi és déli részeken jellemzőek. Ugyanakkor figyelembe kell venni az állomások térbeni megoszlásának egyenlőtlenségeit, ennek részbeni megoldására a későbbiekben (3.4.1 fejezet) egy rövidebb időszak adatait is megvizsgáljuk, amikor viszont már több állomásra lesznek globálsugárzás adatok.

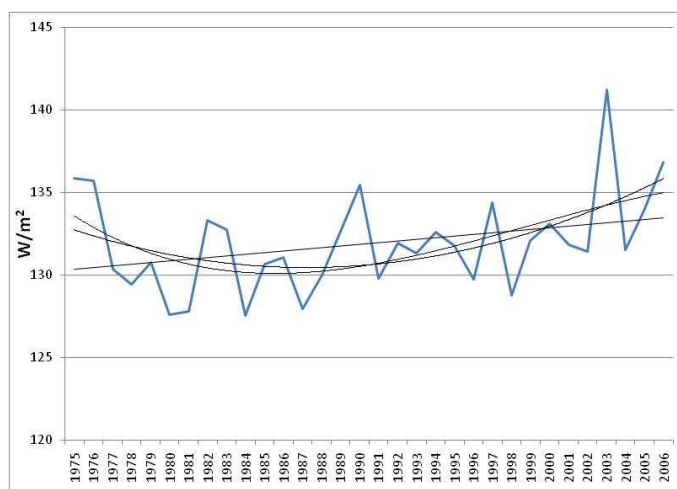
3.1 táblázat Európa négy globálsugárzási zónájában tapasztalt lineáris trend nagysága (1975-2006)

Zóna	Állomás (darab)	Szignifikáns trendet mutató állomások (részaránya)	Trend (W/m ² /évtized)	Trend (%)
1	30	10 (33,3%)	1,98 (±0,27)	1,64
2	21	13 (61,9%)	4,35 (±0,31)	3,00
3	6	1 (16,7%)	-2,37(±0,22)	-2,73
4	9	6 (66,7%)	-3,61 (±0,37)	-2,05

3.2. Trendbecslés nem lineáris közelítésben

A globálsugárzás lineáris trendvizsgálata mellett szükségesnek láttuk az adatok sorok nemlineáris jellegének a vizsgálatát is az 1975-2006-os időszakban. Ezt indokolja a szakirodalomban megtalálható trendbeni váltás az 1980-as években, amikor is az addig tapasztalt csökkenő globálsugárzás számos európai állomáson emelkedő tendenciát kezd mutatni (WILD, 2009a). Ha ez a változás markánsnak tekinthető, akkor az adatsor alakulását egy polinomiális összefüggéssel lehet pontosabban megközelíteni (3.6 ábra).

Az európai állomások 1975-2006-os sugárzási adatsorainak lineáris, másodfokú és harmadfokú polinomiális közelítését a korrigált reziduális szórás (s_e , lásd a 2.10 formulában) alapján hasonlítottuk össze. E mutató segítségével számszerűsíthető, hogy melyik megközelítés ad pontosabb becslést. Az eredmények várhatóak voltak, a polinomiális megközelítés kisebb becslési hibát és jobb korrelációt ad. Az 3.2 táblázat mutatja a lineáris, másodfokú és harmadfok polinomiális becslés korrigált reziduális szórásának különbségeit a 3.1.2. fejezetben meghatározott négy régióban. Az értékek alapján elmondható, hogy a legnagyobb különbség az 1-es régióban, a legkisebb pedig a 2-es régióban tapasztalható. Ez arra utal, hogy a sugárzás alakulásában tapasztalt trendváltás inkább a kontinens középső és északi részében jellemző, a délkeleti részén ez a jelenség alig jelentkezik.



3.6 ábra Az európai globálsugárzás lineáris, másodfokú és harmadfokú polinomiális trendfüggvénnyel való közelítése az 1975-2006-os időszakban

A következő lépésben azt vizsgáltuk, hogy a három becslés által kapott korrigált reziduális szórások szignifikánsan eltérnek-e egymástól, ami arra utalna, hogy a polinomiális becslés valóban jobb megközelítést ad a lineárisnál. A vizsgálatot F-próbával végeztük el, a próbastatisztikák értékeit a 3.3 táblázat tartalmazza. Az eredmények alapján nyilvánvaló, hogy a tapasztalt eltérések, azaz a reziduális szórások négyzeteiből képzett hányadosok messze nem elég nagyok ahhoz, hogy az F-próba szerinti 1,60 küszöbértéket elérjék. A szórások hányadosára ez 1,26-os küszöböt jelentene.

3.2 táblázatA globálsugárzás adatok lineáris, másodfokú és harmadfokú polinomiális becslésének verifikációja Európa egész térségére és a négy globálsugárzási zónára

	Lineáris	II fokú polinomiális	III fokú polinomiális
Korrigált reziduális szórás% - Európa	4,95	4,68	4,55
Korrigált reziduális szórás% -1 régió	5,45	5,03	4,92
Korrigált reziduális szórás% - 2 régió	4,68	4,54	4,41
Korrigált reziduális szórás% - 3 régió	5,68	5,28	5,21
Korrigált reziduális szórás% - 4 régió	4,12	3,96	3,78

3.3 táblázat F-próba próbastatisztikái a lineáris és másodfokú, lineáris és harmadfokú reziduális szórások esetében ($f=\sigma_1/\sigma_2$, ha $\sigma_1 > \sigma_2$), $p=0,05$)

	Lineáris és másodfokú	Lineáris és harmadfokú
Korrigált reziduális szórás - Európa	1,06	1,09
Korrigált reziduális szórás - 1 régió	1,08	1,11
Korrigált reziduális szórás - 2 régió	1,03	1,06
Korrigált reziduális szórás - 3 régió	1,08	1,09
Korrigált reziduális szórás - 4 régió	1,04	1,09

A polinomiális trendillesztést összevetve a lineárisal kiderült, hogy sem a másod-, sem a harmadfokú trendek nem adnak szignifikánsan jobb illeszkedést. Más szóval, a lineáris trendek arányának viszonylag alacsony voltát, illetve térbeli és időbeli változatosságukat nem az illesztés nem megfelelő volta okozza, hanem valami más. A globálsugárzásban tapasztalt trendek meghatározó tényezőit a további lépésekben próbáljuk felderíteni.

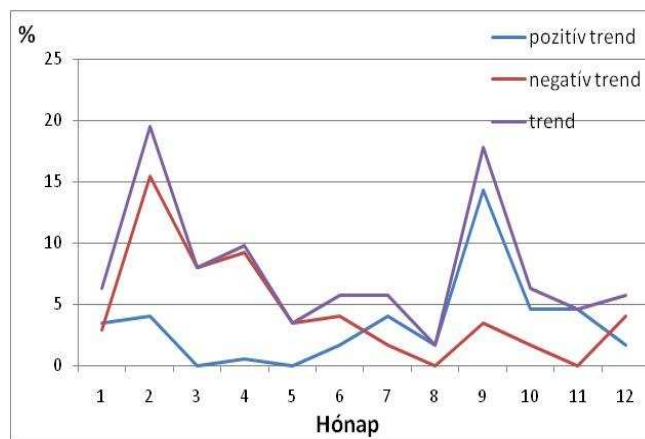
3.3 A felhőzet szerepe a trendegyütthatók térbeli mozaikosságában

A disszertáció következő részében arra keressük a választ, hogy a globálsugárzásban tapasztalt trendszerű változások mozaikos jellegét milyen mértékben határozza meg a felhőzet. Az ok-okozati összefüggések nagyságrendjének számszerűsítésével pontosabb képet kapunk az éghajlati rendszer eddigi viselkedéséről, ami nagymértékben hozzásegíthet a jövőbeni állapotok meghatározásához is.

3.3.1 A globálsugárzás és felhőzet együttes változása az 1975-2006 időszakban

A felszíni észlelések alapján meghatározott felhőzet trendszerű változását a globálsugárzás vizsgálatához hasonlóan lineáris trend-beccsléssel közelítettük. A felhasznált adatbázisban Európát 174 felszíni állomás adatsora reprezentálja (2.2 fejezet). Éves átlagban a teljes nappali felhőzet mennyiségében (borultság) az állomások 14,8%-a mutat szignifikáns trendszerű változást, 10,34% negatív, 4,59% pedig pozitív irányba. A havi változásokat a 3.7 ábra mutatja. A felhőzet csökkenő tendenciájának meghatározó jellege összhangban van az előző fejezetben tapasztalt globálsugárzás növekedésével, a havi adatoknál ugyanakkor egy elcsúszást

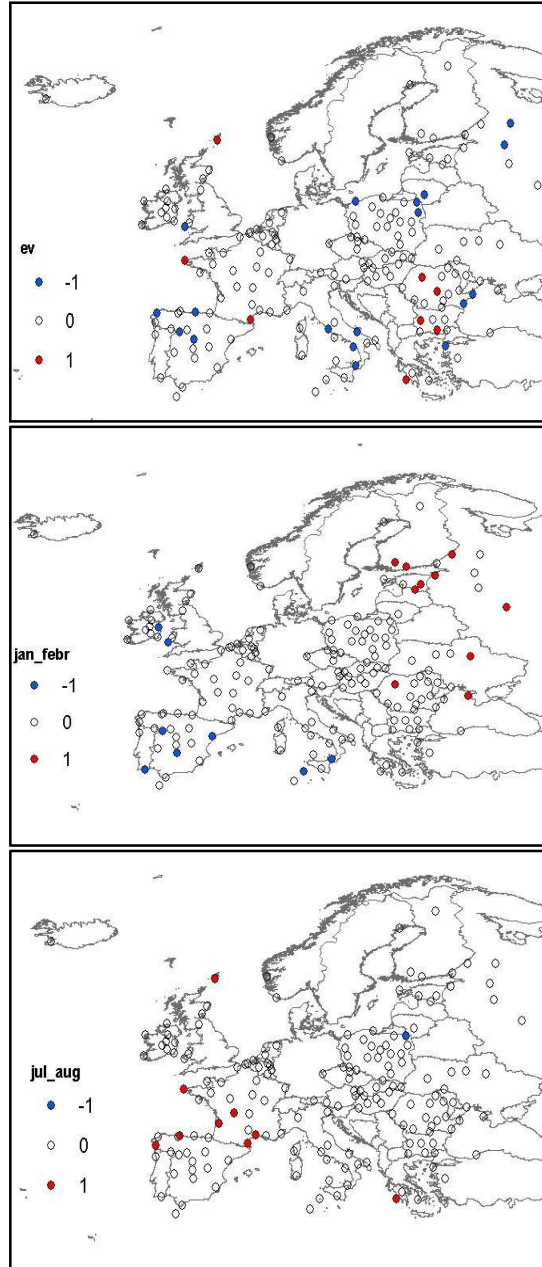
tapasztalunk a domináló előjelű trendek helycseréjének időpontjában. Amíg a globálsugárzás alakulásában az év nagy részében a pozitív előjel az uralkodó, és szeptembertől jelentkezik a nagyobb részarányú csökkenés (3.1 ábra), addig a felhőzet esetében az előjelváltás már júliusban bekövetkezik. Ugyanakkor, ha a térbeni megoszlást tekintjük, a szignifikáns változások ellentétes előjele még kevésbé jellemző a globálsugárzás (3.4 ábra) és felhőzet (3.8 ábra) egyidejű alakulásában. A globálsugárzás pozitív változása éves átlagban és havi bontásban a kontinens középső és északkeleti részében jellemző, viszont ugyanezekben a térségekben nem tapasztalható egyértelműen a felhőzet csökkenése. Megjegyezzük, hogy itt csak a szignifikáns esetek területi megoszlását jelenítettük meg (a szignifikancia vizsgálat mindkét esetben t-próbával történt, 2.6 fejezet). Elképzelhető, hogy a két változó közötti statisztikai kapcsolat ennél nagyobb megegyezést ad. Ugyanakkor a felhőzet sugárzási kényszerének meghatározása választ adhat erre a kérdésre.



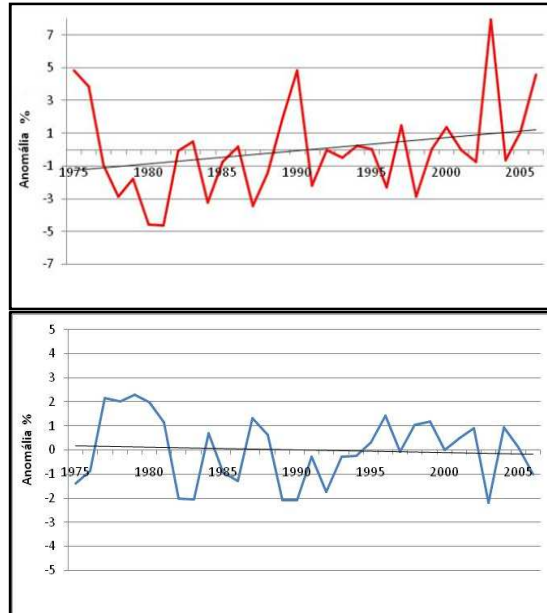
3.7 ábra A teljes felhőzetben szignifikáns változást mutató állomások részaránya (%) havi bontásban Európában (összesen 174 állomás) az 1975-2006 időszakban

A felhőzet és globálsugárzás trendszerű változásának egyidejű vizsgálata érdekében a továbbiakban csak azoknak az állomásokkal dolgozunk, ahol mindkét paraméter értékei rendelkezésre állnak. Ez összesen 50 állomást jelent (2.2, ábra; 2.1 táblázat).

Az 50 állomás globálsugárzás és felhőzeti anomáliát (sokéves átlagtól vett eltérés %-ban) a 3.9 ábra szemlélteti az 1975-2006 időszakban. A globálsugárzás anomáliákban jelentkező emelkedő tendenciával párhuzamosan a felhőzetben tapasztalt változások sokkal gyengébbek.

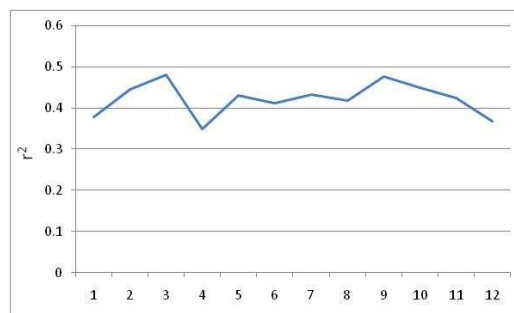


3.8 ábra A teljes felhőzetben tapasztalt trendszerű változásokat mutató (pozitív-piros, negatív-kék), illetve a szignifikáns változást nem mutató állomások (üres kör) területi megoszlása Európában az 1975-2006-os időszakban, éves átlagban és a téli (január-február) és nyári (július-augusztus) hónapokban

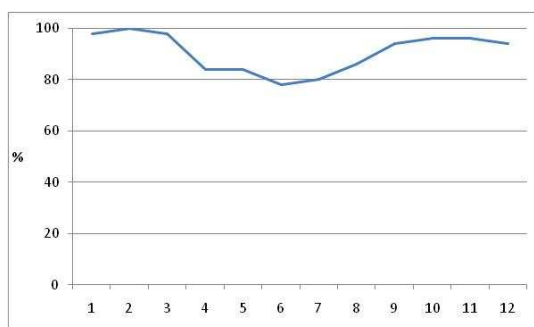


3.9. ábra A globálisugárzás és felhőzeti anomáliák (sokéves átlagtól vett eltérés, %) időbeni alakulása az 1975-2006 időszakban, Európában

A globálisugárzás és felhőzet közötti statisztikai kapcsolatot a korrelációs együtthatók meghatározásával számszerűsítettük. A vizsgált 50 állomás közötti variancia átlagát (r^2) havi átlagát a 3.10. ábra mutatja, ami minden hónapban szignifikáns kapcsolatot jelez. A 3.11. ábra a globálisugárzás és felhőzet közötti szignifikáns korrelációt mutató állomások részarányát szemlélteti, ami a nyári hónapban 80%, a téli hónapokban közel 100%. Ebből arra következtethetünk, hogy a nyári félévben kevesebb állomás esetében találunk szignifikáns korrelációt a globálisugárzás és felhőzet között.

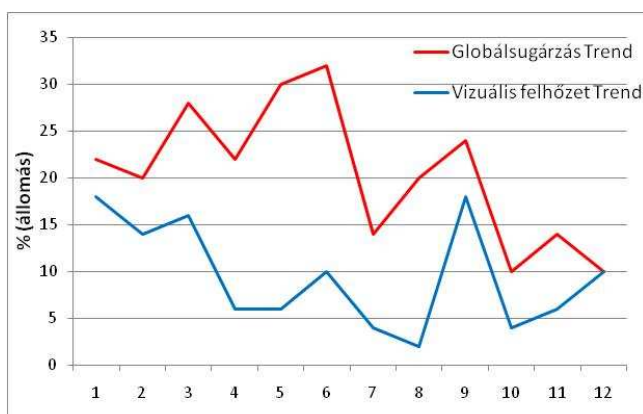


3.10. ábra A globálisugárzás és felhőzet közötti variancia (r^2) átlaga a vizsgált 50 európai állomáson



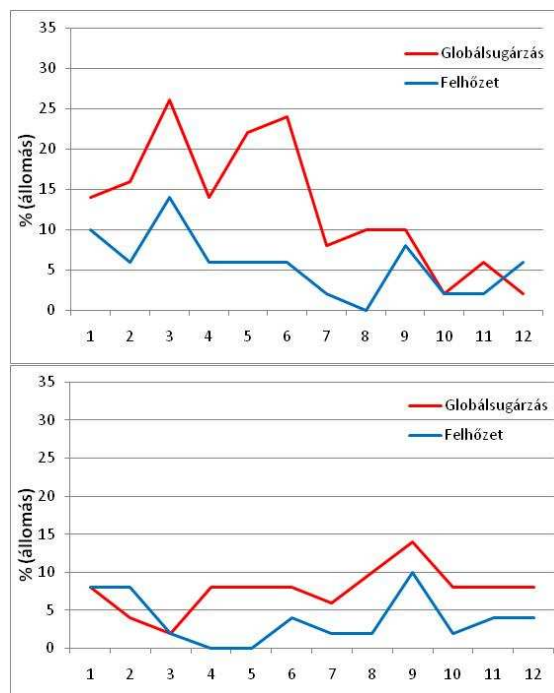
3.11 ábra A globálsugárzás és felhőzet között szignifikáns korrelációt mutató állomások részaránya a vizsgált 50 európai állomáson

A szignifikáns változást mutató állomások százalékos megoszlása jelentős eltérést mutat a globálsugárzás és a felhőzet tekintetében. Amíg éves adatok alapján a globálsugárzás alakulásában a vizsgált 50 állomás 42% -ban tapasztalunk szignifikáns változást, addig a felhőzetben ez az érték mindössze 20%. A szignifikáns változások előjelét tekintve éves átlagban a vizsgált állomásoknak 32%-a mutat globálsugárzás növekedést, ezzel párhuzamosan 14% esetben tapasztalunk felhőzetbeli csökkenést. Globálsugárzás csökkenést az esetek 10%-a mutat, ezzel párhuzamosan 6% felhőzetbeli növekedést. A 3.12 ábra ugyanezeket az értékeket mutatja havi bontásban. Az egyes hónapokban a szignifikáns globálsugárzás változásokat mutató állomások mellett a felhőzetbeli változásokat mutató állomások alacsonyabb részarányban vannak jelen, ez főként a nyári hónapokban hangsúlyozódik ki.



3.12 A globálsugárzásban és felhőzetben szignifikáns változást mutató állomások részaránya havi bontásban (50 állomás) Európában az 1975-2006 időszakban

Abban az esetben, ha az ellentétes változásokat mutató állomások részarányát hasonlítjuk össze (3.13 ábra), megfigyelhető, hogy a globálsugárzás növekedésével párhuzamosan jelentősen kevesebb állomás esetében tapasztalható felhőzetbeli csökkenés, főként az áprilisi, májusi és júniusi hónapokban. Csak az október, november és december hónapokban találunk közel azonos számú állomást, amely a két paraméter tekintetében szignifikáns, ellentétes irányú változást mutatna. Ugyanakkor a globálsugárzás csökkenésével párhuzamosan a felhőzetbeli növekedést mutató állomások száma nem mutat jelentős eltérést az év folyamán.

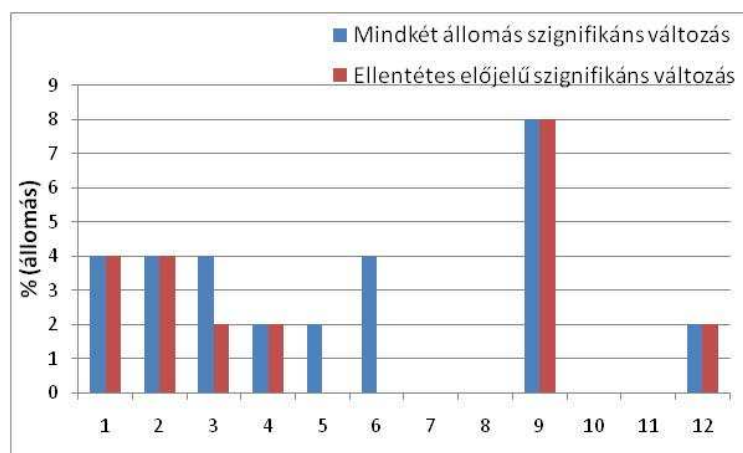


3.13 ábra A globálsugárzásban és a felhőzetben szignifikáns pozitív és negatív változásokat mutató állomások részaránya havi bontásban (összesen 50 állomás) Európa területén az 1975-2006 időszakban

3.3.2 A globálsugárzás és felhőzet együttes változásának területi különbségei

Az globálsugárzás változásával párhuzamos felhőzetbeli változások területi megoszlásának vizsgálata alapján elmondható, hogy az esetek kis százalékában találunk olyan állomásokat, ahol a felhőzet szignifikáns trendbeli változása magyarázná a globálsugárzás alakulását. Éves átlagban

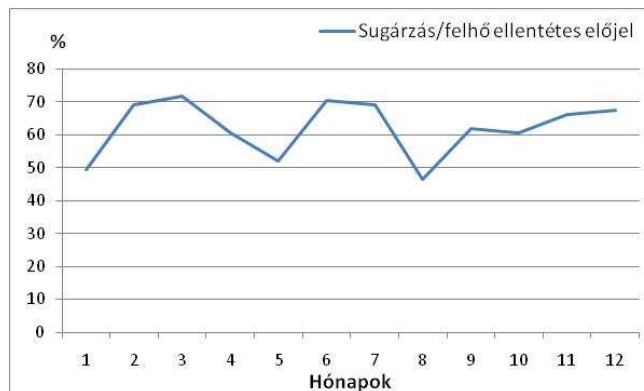
összesen 6 darab állomás van (12%), ahol mindkét változó szignifikáns változást mutat, ebből csak egy esetben ellentétes a tendencia. Havi bontásban, szeptemberben találunk legnagyobb százalékban olyan állomásokat, ahol mindkét változó szignifikáns, ellentétes előjelű trendet mutat (3.14 ábra). Májusban és júniusban a szignifikáns változások minden esetben egyirányúak.



3.14 ábra A globálsugárzásban és felhőzet alakulásában tapasztalt szignifikáns változásokat mutató állomások részaránya (kék), valamint az ellentétes szignifikáns változást mutató állomások részaránya (piros) a vizsgált 50 európai állomás esetében az 1975-2006-os időszakban

A szignifikáns változások kis arányú egyezése miatt megvizsgáltuk az összes esetben tapasztalt változások előjelbeli egyezését. Éves átlagban az állomások 38%-a mutata globálsugárzásban és a felhőzetben ellentétes előjelű változását, viszont ha a havi adatokat vizsgáljuk, ez az érték átlagosan 60%-ra nő (3.15 ábra).

A fentiekben a globálsugárzás és a felhőzet egyidejű változásának vizsgáltában csak az előjelek alakulását vettük figyelembe, feltételezve, hogy a felhőzet csökkenése a felszínen mért globálsugárzás növekedését vonja maga után, és fordítva. Ezt nevezzük a felhőzet direkt hatásának. Abban az esetben, ha két légköri paraméter azonos előjellel változik, arra következtethetünk, hogy a felhőzet sugárzásmódosító hatását valamilyen más tényező ellensúlyozza. Ezekben az esetekben elsősorban az aeroszol sugárzásmódosító hatása játszik szerepet (STJERN et al. 2009, NORRIS és WILD, 2009).

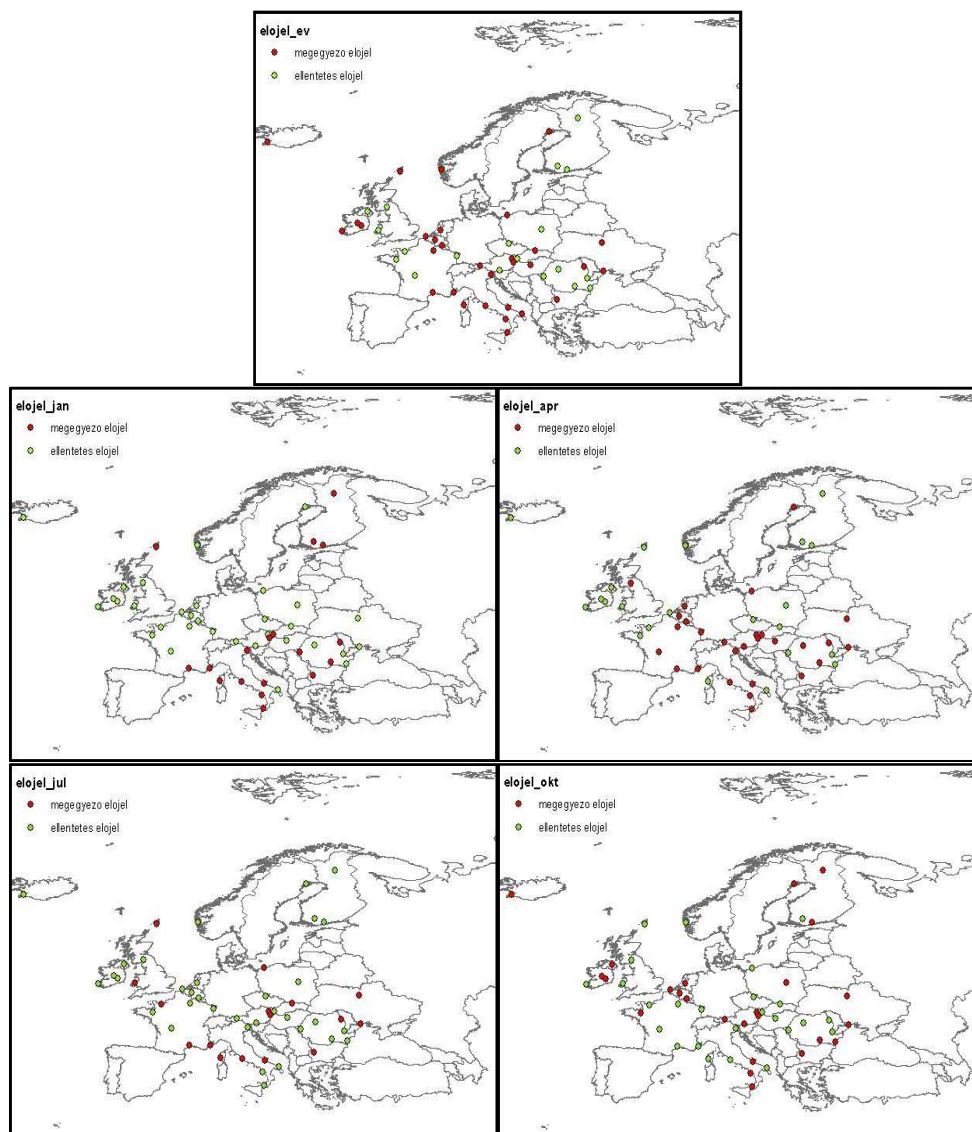


3.15 ábra A globálsugárzásban és a felhőzet alakulásában tapasztalt ellentétes irányú változásokat (nem csak szignifikáns) mutató állomások részarányának havi alakulása a vizsgált 50 európai állomás esetében az 1975-2006-os időszakban

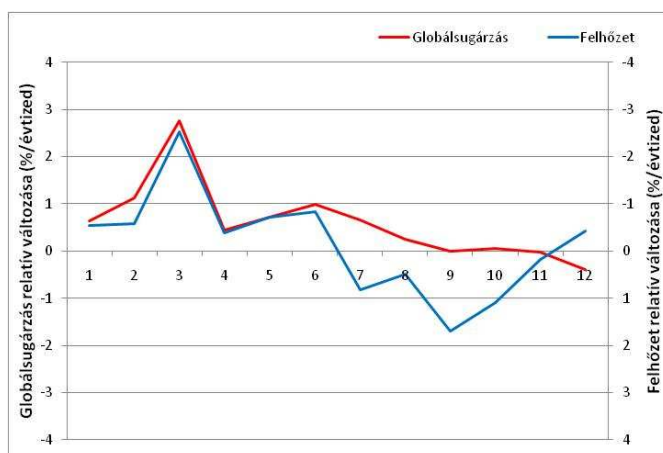
A 3.16 ábra a megegyező és ellentétes előjelű változások térbeni megoszlását mutatja éves, illetve az évszakjelző hónapokban. A térbeni megoszlás ismét mozaikos elrendeződést mutat, gyakoribb megegyező előjelű esetekkel a kontinens déli, délkeleti részében.

A vizsgált 50 állomás esetében a globálsugárzás és felhőzet relatív változásának alakulását a 3.17 ábra szemlélteti. A felhőzet változásának előjele és nagysága főként az év második felében nem magyarázza a globálsugárzás változását. Itt ismét utalnunk kell arra, hogy a felhőzet és globálsugárzás közötti kapcsolat nem lineáris jellege még magyarázhatja a tapasztalt értékeket, ezért is indokolt a további vizsgálódás egyrészt a felhőzet sugárzásmódosító hatása, másrészt a további sugárzásmódosító hatás számszerűsítésére vonatkozóan.

Összefoglalva, a fenti vizsgálatokból kitűnik, hogy a globálsugárzás lineáris trendjében tapasztalt mozaikossághoz mindenképpen hozzájárul a felhőzeti trendek térbeli változatossága, Ugyanakkor, i) az állomások csupán 60%-ában tapasztalt ellentétes előjelű trendek, még kevésbé ii) az állomások közötti ellentétes előjelű szignifikáns trendek alig néhány százalékos aránya nem magyarázza meg teljes mértékben a globálsugárzás trendjeinek a változatosságát. Emiatt további vizsgálatokra van szükség.



3.16 ábra A globálsugárzás és felhőzet alakulásában tapasztalt megegyező (piros) és ellentétes előjelű (zöld) változások térbeli megoszlása Európában éves, illetve az évszakjelző hónapokban, az 1975-2006-os időszakban



3.17 ábra A globálsugárzás és a felhőzet havi relatív változásainak előjele és nagyságrendje a vizsgált 50 európai állomás esetében az 1975-2006-os időszakban

3.4 Az adatsorok együttes elemzése

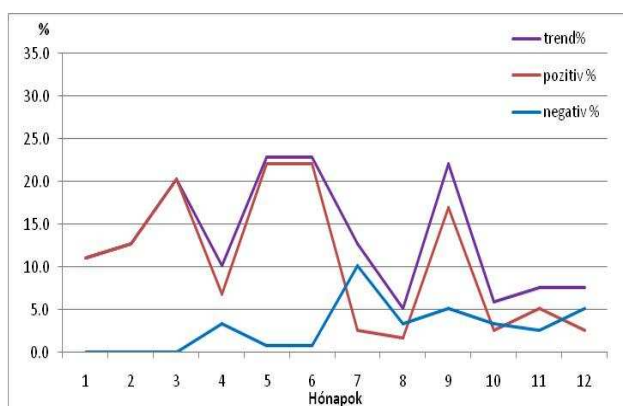
Mivel a 3.3 fejezetben csak részben sikerült megmagyarázni a globálsugárzás térbeli mozaikosságát a felhőzet mozaikos alakulásával, ennek okai között felmerülhet mind a globálsugárzás, mind a felhőzet esetében, hogy a kapcsolatokat az adatok mérési hibái torzítják. Elsőként a rövidebb, de műholdas globálsugárzás, valamint felhőzeti adatokkal fedett 1983-2005 időszakra végezzük el a felszíni globálsugárzás trendszámítását. Ezt követően megvizsgáljuk, hogy milyen mértékben változna a 3.17 ábra, ha műholdas, illetve homogenizált adatokat helyettesítenénk be.

3.4.1 A felszíni globálsugárzás trendjei az 1983-2005 időszakra

Az globálsugárzás trendbeli változásának vizsgálatát egy rövidebb, 1983-2005, időszakra is elvégeztük. Ezt egyrészt az a tény indokolta, hogy ez az időszak egybeesik a szakirodalomból ismert globális világosodás időszakával (WILD, 2009a), másrészt a műholdas megfigyeléseink csak erre az időszakra állnak rendelkezésünkre. A rövidebb időszak miatt ugyanakkor több állomás adatsora teljesítette az adathiány kritériumokat (118 állomás), így a vizsgálatba olyan térségek is bekerültek, amelyek az előző részben nem jelentek meg (pl. Ibériai-félsziget). Ebben a fejezetben a 2.5 fejezetben leírt módszer alapján homogenizált adatokat vizsgálunk.

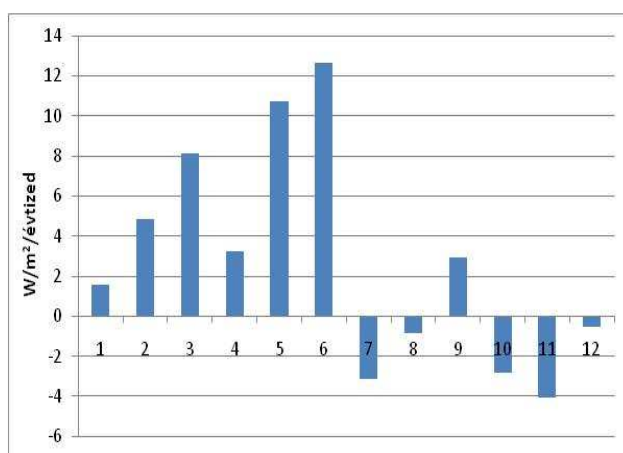
Az 1983-2005-ös időszakban 95% valószínűségi szinten szignifikáns trendet mutató állomások százalékos arányát a 3.18 ábra szemlélteti. Éves

átlagban az állomások 37,4%-ban találtunk szignifikáns változást, a pozitív előjelű trendek 32,2%-ban, míg a negatív előjelű trendek 2,5%-ban fordulnak elő.

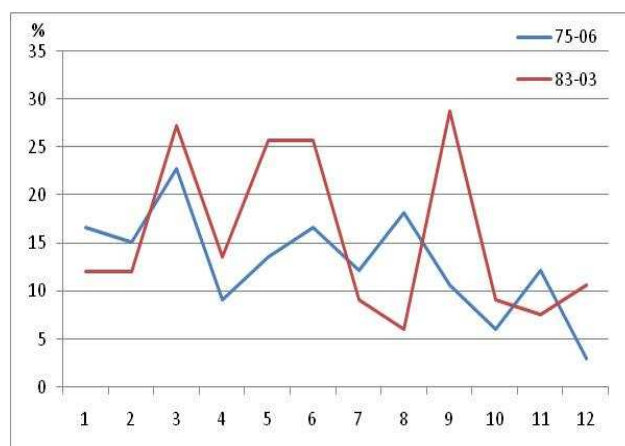


3.18 ábra A globálsugárzásban szignifikáns változást mutató állomások részaránya havi bontásban (összesen 118 állomás) Európában az 1983-2005 időszakban

A szignifikáns változásokat mutató állomások esetében a lineáris trend $4,02 (\pm 0,38) \text{ W/m}^2/\text{évtized}$ (ez 2,94%-os változásnak felel meg), ami erőteljesebb növekedésre utal, mint a szakirodalomban talált értékek (lásd 1.3 táblázat). A havi változások nagyságát a 3.19 ábra mutatja. Ez megegyezik a 3.3 ábrán mutatott 1975-2005 időszak menetével, kivéve a szeptemberi hónapot, amikor az 1983 utáni időszak pozitív változást mutat.



3.19 ábra A csak szignifikáns globálsugárzás trendjeinek havi alakulása Európában, az 1983-2005-os időszakban



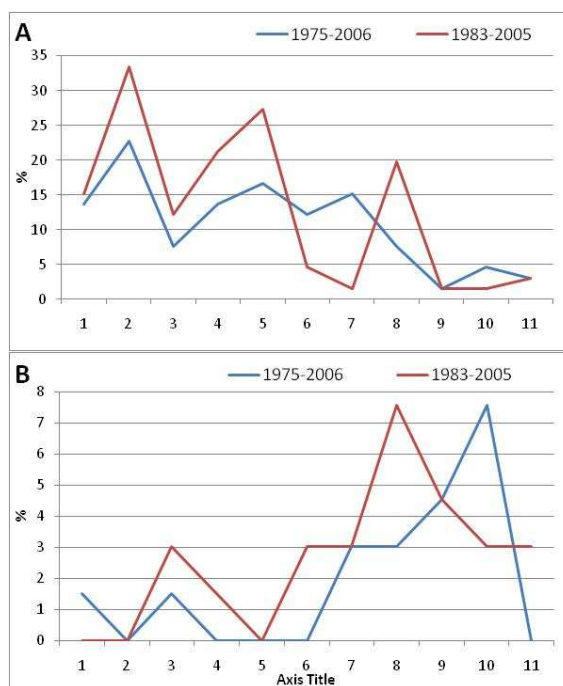
3.20 ábra A globálsugárzásban szignifikáns változást mutató állomások részaránya havi bontásban (összesen 66 állomás) Európa területén az 1975-2006 (kék) és az 1983-2005 (piros) időszakban, homogenizált adatok alapján

A két időszak (1975-2006 és 1983-2005) változásának összehasonlítása érdekében megvizsgáltuk a csak közös állomások (66 állomás) adatait is (3.20 ábra). Éves átlagban az állomások 40%-a mutat szignifikáns változást mindkét időszakban.

A két időszakban pozitív, illetve negatív szignifikáns változást mutató állomások számának összehasonlítását a 3.21 ábra mutatja.

Az 1983-2005 időszakban a pozitív változásokat mutató állomások részaránya 1,5%-al magasabb (3.21A ábra), ezzel párhuzamosan a negatív trendeket mutató állomások aránya is éves átlagban csak 1,5%-kal növekedett (3.21B ábra).

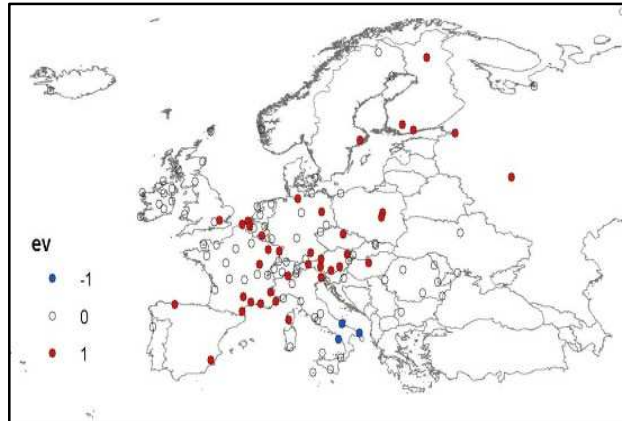
Az 1983-2005-ös időszakra rendelkezésre álló állomások száma közel a duplája az 1975-2006-os időszakhoz képest képest, így a területi különbségek jobban megfigyelhetők. Ezt szemlélteti a 3.22 ábra ahol az éves adatok alapján hangsúlyosabban kirajzolódik a globálsugárzás növekedő tendenciája a kontinens középső, illetve északkeleti részében, ugyanakkor a negatív változások itt is jellemzőek Olaszország déli részében. Az Ibériai-félszigeten viszont már pozitív előjelű változást tapasztalunk.



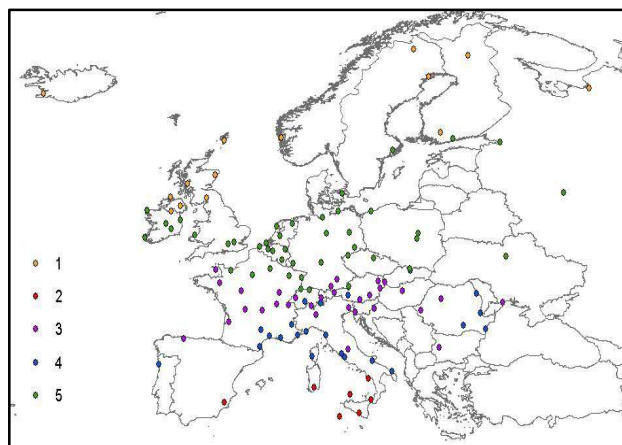
3.21 ábra A globálsugárzásban szignifikáns pozitív változást (A), illetve negatív (B) változást mutató állomások részaránya havi bontásban (összesen 66 állomás) Európában az 1975-2006 (kék) és az 1983-2005 (piros) időszakban, homogenizált adatok alapján

A vizsgált 118 állomást klimatológiai átlaguk alapján K-közép módszerrel szintén klaszterekbe osztottuk (3.23 ábra), annak érdekében, hogy összehasonlíthassuk az egyes régiókban tapasztalt változásokat. Az 1983-2005-ös időszakban tapasztalt globálsugárzás változásait tekintve elmondható, hogy a legerőteljesebb változás a 3-as régió mutatja (3.4 táblázat), ami egybeesik a kontinens középső, illetve délkeleti részével. Ezt követi a 4-es, majd az 1-es régió. Nem tapasztaltunk viszont szignifikáns változást a legdélebbi állomásokon (2-es régió).

Összességében elmondható, hogy az 1975-2006 és 1983-2005 részidőszak adatai nem utalnak jelentős eltérésre a globálsugárzás trendszerű alakulásában.



3.22 ábra A felszíni globálsugárzás adatokban tapasztalt trendszerű változásokat mutató (pozitív-piros, negatív-kék), illetve a szignifikáns változást nem mutató állomások (üres kör) területi megoszlása az 1983-2005-os időszakban, éves átlagban



3.23 ábra A klimatikus átlagok (1983-2005) alapján elkülönülő globálsugárzási zónák

3.4 táblázat Európa négy globálsugárzási zónájában tapasztalt lineáris trendek nagyságrendje az 1983-2005-ös időszakra

Zóna	Állomás (darab)	Szignifikáns trendet mutató állomások (részaránya)	Trend ($W/m^2/évtized$)	Trend (%)
1	14	5 (35,7%)	3,77 ($\pm 0,30$)	3,68
2	7	0 (0,0%)	-	-
3	31	8 (25,8%)	5,32 ($\pm 0,46$)	4,27
4	21	12 (57,1%)	4,49 ($\pm 0,31$)	2,88
5	45	16 (35,6%)	3,09 ($\pm 0,42$)	2,22

3.4.2A globálsugárzás változás összehasonlítása felszíni és műholdas megfigyelések alapján az 1983-2005-ös időszakban

A globálsugárzásban tapasztalt változások területi vizsgálatának egyik nehézsége, hogy nem állnak rendelkezésre kellő sűrűségű mérési adatok. Amint a 3.1.1 és 3.4.1 fejezetekben is láttuk, az állomások területi eloszlása nem egyenletes, vannak olyan térségek, amelyek sűrű mérőhálózattal rendelkeznek, például Közép-Európa, de vannak olyan részei is a kontinensnek, ahol nagy kiterjedésű területeken csak pár állomás található (pl. Észak-Európa). A területi lefedettség inhomogenitásából adódó hibák kiküszöbölésének egyik lehetősége az állomások súlyozott területi összevonása, viszont így nagyban romlik a kapott eredmények területi felbontása. A másik lehetőség a műholdas távérzékelési módszerekkel előállított adatok használata, melyek területileg egységes felbontású információt adnak (leszámítva a nadírtól távolodó felbontásbeli romlást).

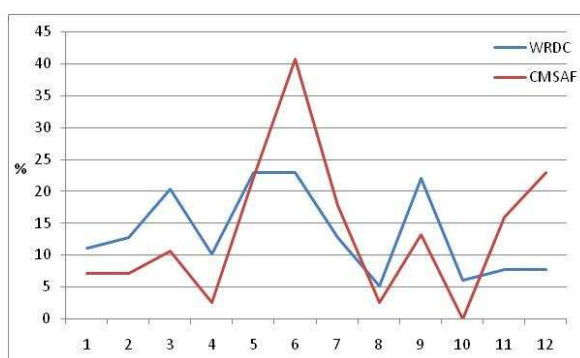
A vizsgálatban a CMSAF adatbázis MVIRI/METEOSAT SIS produktumait (2.1 fejezet) használjuk, amelyek a felszínre érkező rövidhullámú sugárzási fluxus értékeket tartalmazzák 0,03x0,03 földrajzi fok felbontásban. Ezek az adatok abban az esetben alkalmasak a globálsugárzás trendszerű változásának vizsgálatára, ha nem tartalmaznak jelentős inhomogenitásokat, amelyet elsősorban a különböző berendezések eltérő mérési paraméterei okozhatnak. Továbbá, ha a SIS produktumok előállításánál használt algoritmusokba bevitt input adatok révén sem kerültek be nem valódi trendek az adatsorba. A mért adatok ellenőrzése és homogenizálása folyamatosan zajlik (BADESCU et al., 2013a; BADESCU és DUMITRESCU, 2023b), viszont az adatsor sokéves változásának állandóságát még kevésbé vizsgálta a szakirodalom.

A továbbiakban a felszínen mért és műholdas mérésekből származtatott globálsugárzás adatok trendjeit vizsgáltuk. A verifikációhoz a WRDC homogenizált globálsugárzás adatsort használtuk.

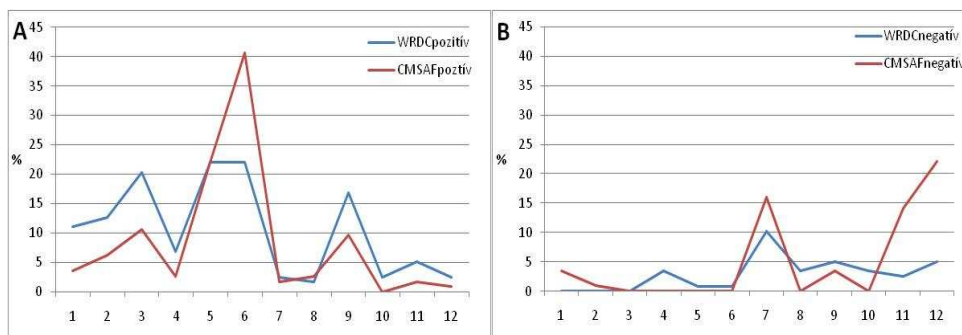
Az ArcGis térinformatikai program segítségével a műholdas felvételekből kivettük az adott felszíni állomás helyzetének megfelelő pixelértékét, majd ezeket vetettük össze a felszíni pontszerű mérésekkel. Az 1983-2005-ös időszakban a felszíni mérőállomások 37,4%-ban találtunk szignifikáns globálsugárzás változást, pozitív előjelű trendek 32,2%-ban, míg a negatív előjelű trendek 2,5%-ban fordulnak elő (3.4.1 fejezet). A műholdas adatok esetében ezek az értékek az alábbiakként alakulnak: az éves átlagértékeknél a pontok 15%-ban találunk szignifikáns változást, mind pozitív előjellel. A felszíni és műholdas adatsorokban tapasztalt szignifikáns

változásokat mutató állomások százalékos különbségeit havi bontásban a 3.24 ábra szemlélteti. A júniusi, novemberi és decemberi hónapokban a műholdas adatok a felszíni adatoknál nagyobb részarányú trendszerű változást adnak, a különbséget júniusban a pozitív változás (3.14A), a téli hónapokban pedig a negatív változás (3.14B) magyarázza.

A két típusú adatbázis által jelzett trendbeni változások jó egyezése (3.25 ábra) arra utal, hogy nincs okunk térben egységes, szisztematikus hibára gyanakodni a globálsugárzás mezőiben (ilyen hibák inkább a műholdas adatokban kerülhetnek be a származtatási algoritmus révén).

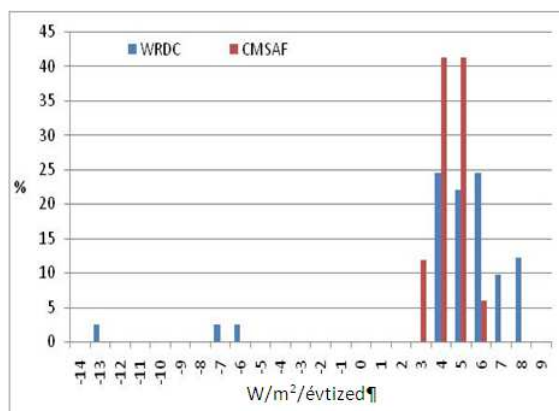


3.24 A globálsugárzásban szignifikáns változást mutató állomások részaránya havi bontásban (összesen 118 állomás) Európában a felszíni (WRDC) és a műholdas (CMSAF) adatok alapján az 1983-2005 időszakban



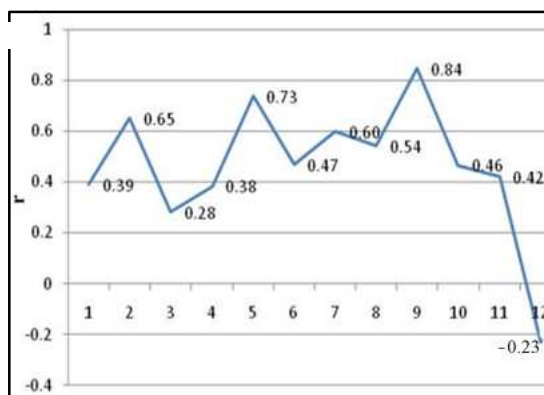
3.25 ábra A globálsugárzásban szignifikáns pozitív változást (A), illetve negatív (B) változást mutató állomások részaránya havi bontásban (összesen 118 állomás) Európában a felszíni (WRDC) és műholdas (CMSAF) adatok alapján az 1983-2005 időszakban

A szignifikáns változások relatív gyakoriságát a 3.26 ábra tartalmazza. Éves átlagban a két adatbázis által adott változás szinte azonos ($4,04 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$ a WRDC, $3,95 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$ a CMSAF esetében), bár a műholdas adatok kisebb változásokat adnak.



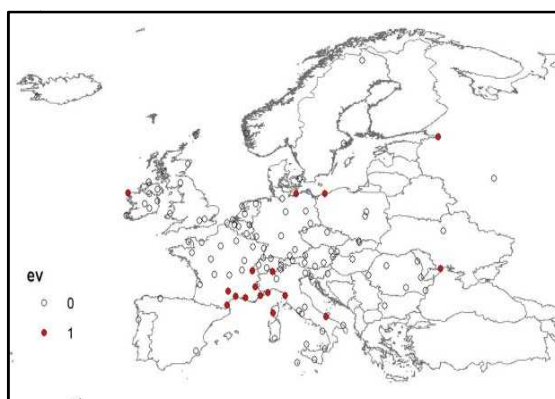
3.26 ábra A csak szignifikáns globálisugrás trendek relatív gyakorisága ($\text{W/m}^2/\text{évtized}$) a felszíni (WRDC) - kék - és műholdas (CMSAF) - piros - adatok alapján Európában az 1983-2005 időszakban

A következő lépésben mind a 118 állomásra meghatároztuk a i) a felszíni globálisugrási adatok és ii) műholdból származtatott globálisugrás adatok sokéves terndjeit. Ezt követően kiszámoltuk e két trendegyüttható (118 adatkör) közötti korrelációs együtthatót, ezáltal vizsgáltuk a trendbeni állandóságot. Eredményeinket a 3.27 ábra szemlélteti. A decemberi hónapban a kétféle adatforrásból számolt együttható közötti korreláció nem szignifikáns, amit tükröz a 3.25B ábra görbéinek is jelentős eltérése. Ugyanakkor a további téli hónapban (november, január, március) szintén alacsonyabbak a korrelációs együtthatók a nyári hónapokhoz képest.

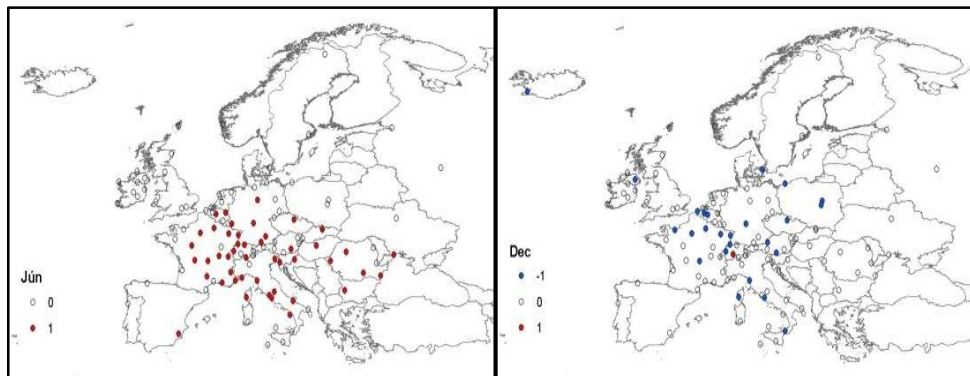


3.27 ábra A felszíni (WRDC) és műholdas (CMSAF) globálsugárzás adatok által jelzett sokéves változások közötti korreláció Európa területén az 1983-2005 időszakban

Ha a trendszerű változások területi megoszlását vizsgáljuk, a felszíni állomások esetében a szignifikáns pozitív változások az Ibériai-félszigetre, valamint Közép- és Északkelet-Európára jellemzőek (3.22 ábra), a műholdas adatok esetében ez viszont főként a kontinens déli részében jelenik meg (3.28 ábra). Az 3.29 ábra a műholdas adatok trendszerű változásainak területi különbségeit mutatja a júniusi, illetve a decemberi hónapban. A szignifikáns növekedés a júniusi hónapban a kontinens középső, déli, és délkeleti részében jellemző, míg a decemberi sugárzás csökkenés elsősorban Közép-Európában. Ez a nyári hónapokban hasonlóságot mutat a felszíni mérésekkel (3.28 ábra), a téli hónapokban viszont nem.



3.28 A műholdas globálsugárzás adatokban tapasztalt trendszerű változásokat mutató (pozitív-piros), illetve a szignifikáns változást nem mutató állomások (üres kör) területi megoszlása az 1983-2005-os időszakban, éves átlagban



3.29 ábra A műholdas globálsugárzás adatokban tapasztalt trendszerű változásokat mutató (pozitív-piros, negatív-kék), illetve a szignifikáns változást nem mutató állomások (üres kör) területi megoszlása júniusban (bal) és decemberben (jobb) az 1983-2005-os időszakban

A két adatbázis által jelzett globálsugárzás sokéves változásainak az összehasonlítása alapján elmondható, hogy a műholdas adatok kisebb részarányban mutatnak trendszerű változásokat, mint a felszíni adatok, viszont itt is a pozitív irányú változások dominálnak. A téli hónapokban viszont a műholdas adatok több állomás esetében utalnak globálsugárzás csökkenésre. Mivel a felszíni sugárzásmérések ebben a két hónapban sem másak, és a műholdas becslésnél új probléma a hótakaró, az eltérésért inkább a műholdas becslés okolható.

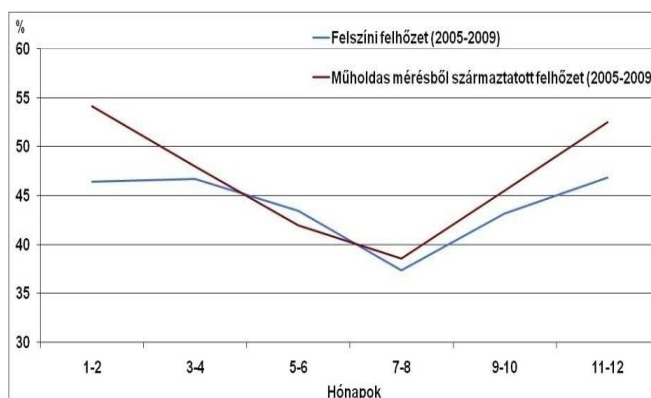
Összegzésként tehát a műholdakkal való összehasonlítás a vizsgált rész-időszakban sem hívta fel a figyelmünket a felszíni globálsugárzás adatokban meglévő valamilyen nagy, a trendeket torzító hibára, ám a műholdas sugárzásbecslés módszertani nehézségei miatt, ezzel a módszerrel azok jósága sem nyerhetett egyértelmű bizonyítást. A globálsugárzás és felhőzet együttes változásában a felszíni globálsugárzás adatok minősége nem játszik szerepet.

3.4.3 Globálsugárzás és felszíni, illetve műholdas felhőzet változása

A globálsugárzás és a felhőzet alakulásában tapasztalt gyenge kapcsolatra magyarázatot adhat a vizuális felhőmegfigyelések esetleges hibája. Ezért összevetettük a felszíni felhőzeti (borultság) mérések adatsorát a CMSAF műholdas felhőborultsági produktumokkal. Ez utóbbi magában hordozhat szisztematikus hibákat, de ezt egységesen minden pontra. Abban

az esetben, ha valóban a felszíni adatok inhomogenitása okozza az eltéréseket, akkor a műholdas mérések megmagyaráznák a globálsugárzás trendjeinek térbeli mozaikosságát.

A felszíni felhőzeti megfigyelések és műholdas adatokból származtatott felhőzet produktumok összehasonlításánál a 3.4.2 fejezetben leírtak alapján jártunk el, vagyis a műholdas adatbázisból kivettük a felszíni állomások tartalmazó pixelek értékét, melyek területi felbontása 0,25x0,25 földrajzi fok (eltérés, hogy ebben a vizsgálatban 388 állomás adatait vizsgáltuk, BARTÓK et al, 2012). Az értékek mindkét esetben %-ban vannak megadva. Az összehasonlítás egy rövidebb, a 2005-2009-es időszak havi adataival történt (ebben az esetben csak az adatok összehasonlítását végeztük el, ugyanakkor a rövid időszak kiszűri a hosszú műholdas idősorokban esetlegesen megjelenő inhomogenitásokat).

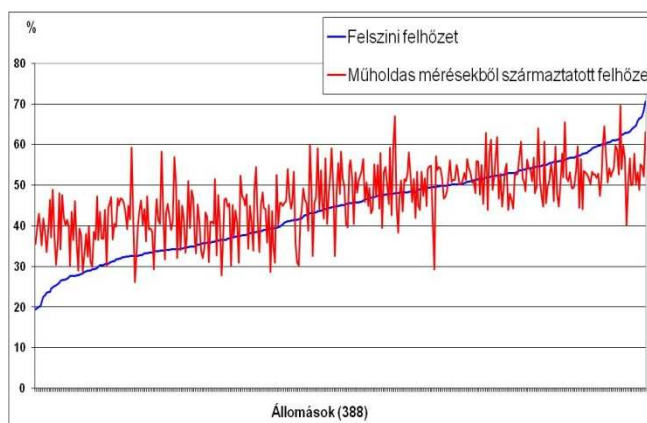


3.30 ábra A felszíni és műholdas mérésekből származtatott felhőzet alakulása Európában 388 állomás adatai alapján az 2005-2009-es időszakban, kéthavi bontásban

A 3.30 ábra a felszíni és a műholdas adatok értékeinek összehasonlítását mutatja kéthavi bontásban. Éves átlagban a műholdas adatok 3%-al nagyobb felhőborítottságot adnak a felszíni adatokhoz képest. A két adatbázis értékeinek szórását vizsgálva viszont jelentős különbség mutatkozik. Az éves adatok esetében különbség, hogy amíg a felszíni adatok értékei 20% és 70% között ingadoznak, addig a műholdas adatok terjedelme a 30% és 60% közötti intervallum. Ugyancsak megfigyelhető, hogy a műholdas adatok nagyságban nem követik a felszíni adatok értékeit. A 3.31 ábrán a felszíni állomások vannak feltüntetve az általuk jelzett felhőadatok növekedő sorrendjében, valamint az adott állomáshoz tartozó műholdas felhőértékek. Megfigyelhető, hogy az

alacsony, illetve a magas felhőzet értékeket mutató állomások esetében a műholdas adatok nem követik a vizuálisan megfigyelt értékek nagyságát. Ez a műholdas adatok szisztematikus torzítását jelzi a kis értékek „felfelé”, a nagyok „lefelé” húzásával.

Összességében elmondható, hogy a felszíni és műholdas felhőzeti megfigyelések átlagosan jól közelítik egymást, az eltéréseket ebben az esetben is főként a műholdas adatok származtatásában kell keresnünk. Ez alapján a felszíni globálsugárzás és felhőzet közötti kapcsolat értelmezésénél kizárhatjuk a felszíni felhőzetben feltételezett jelentős inhomogenitásokat.



3.31 ábra A felszíni állomások átlagos felhőzeti értékei (növekvő sorrendben) és ahozzá tartozó műholdas felhőzeti értékek alakulása az 2005-2009-ös időszakban Európában

3.4.4 Homogenizált felszíni, illetve műholdas globálsugárzás és felhőzeti megfigyelések

A továbbiakban azt vizsgáltuk, hogy a felszíni globálsugárzás adatokban található esetleges inhomogenitások kiszűrése mennyiben javítaná a felhőzet és a globálsugárzás alakulásának együtt járását. Ennek érdekében újraszámoltuk a trendeket a homogenizált globálsugárzás értékekkel is (a 3.1 fejezetben a még nem homogenizált adatokkal dolgoztunk). A globálsugárzás adatok homogenizálását a MASH módszerrel végeztük.

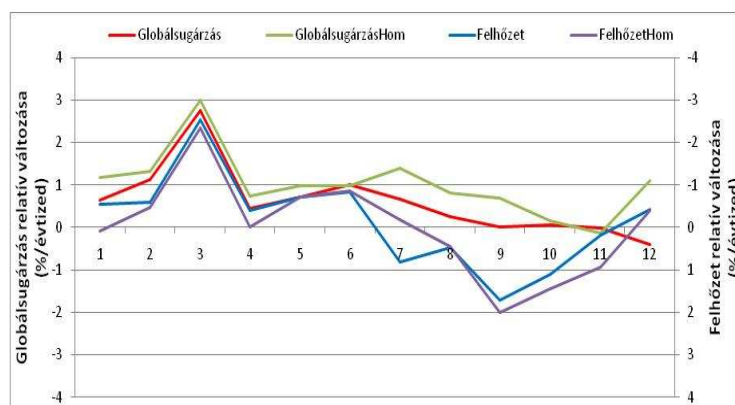
A homogenizált és homogenizálatlan globálsugárzás adatok trendbeli változását összehasonlítottuk, melynek eredménye, hogy a homogenizált adatok 5%-kal kevesebb állomáson adnak szignifikáns változást 95% valószínűségi szinten. A homogenizált adatok esetében a 66

állomás 40,9%-a (27 állomás) mutat szignifikáns változást, ennek 39,4%-a pozitív, 1,5%-a pedig negatív irányba. A homogenizált és homogenizálatlan adatok közötti eltérések főként a nyári hónapokban jellemzőek (3.32 ábra).

A homogenizált globálsugárzás adatok által jelzett, szignifikáns trendek nagyságára nézve, éves átlagban az abszolút változás $3,4 (\pm 0,33)$ $\text{W/m}^2/\text{évtized}$ (ez 2,4%/évtized relatív változást jelent), a negatív változás $-6,0 (\pm 0,44)$ $\text{W/m}^2/\text{évtized}$, az abszolút pozitív változás pedig $3,74 (\pm 0,24)$ $\text{W/m}^2/\text{évtized}$. Az éves értékek mintegy 1,15% relatív változással mutatnak erősebb melegedést a nem homogenizált adatokhoz képest (3.1.1 fejezet), ugyanakkor a pozitív és negatív változások átlagosan $1 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$ -el mérséklődnek.

Ha minden állomás értékét figyelembe vesszük, az évtizedes változások az alábbiakként alakulnak: $1,6 (\pm 0,25)$ $\text{W/m}^2/\text{évtized}$ (ez 1,22%/évtized relatív változást jelent), a negatív változások $-1,4 (\pm 0,26)$ $\text{W/m}^2/\text{évtized}$, a pozitív változások pedig $2,48 (\pm 0,25)$ $\text{W/m}^2/\text{évtized}$. Ebben az esetben az éves változás mindegy csak 0,5%-al magasabb a nem homogenizált adatok által jelzett változásnál.

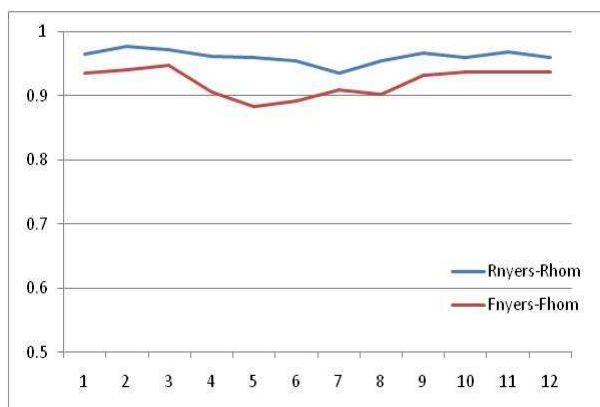
Területi megoszlást tekintve a homogenizált adatok a nyers adatokhoz hasonló nagyságú növekedő tendenciát jeleznek a kontinens középső részén, a változások mérséklődésének következtében viszont az északi és déli sávban kisebb mértékű változást kapunk (északi sávban nincs szignifikáns változás, déli sávban +0,38%). E két térségben az adatok inhomogenitása jelentős.



3.32 ábra A felszínen mért globálsugárzás és a felszíni felhőzeti megfigyelésekként jelzett trendek homogenizált és homogenizálatlan adatok esetében, 50 európai állomás alapján a 1975-2006 időszakra (Globálsugárzás_{Hom}-homogenizált globálsugárzási adat, Felhőzet_{Hom}-homegenizált felhőzeti adat)

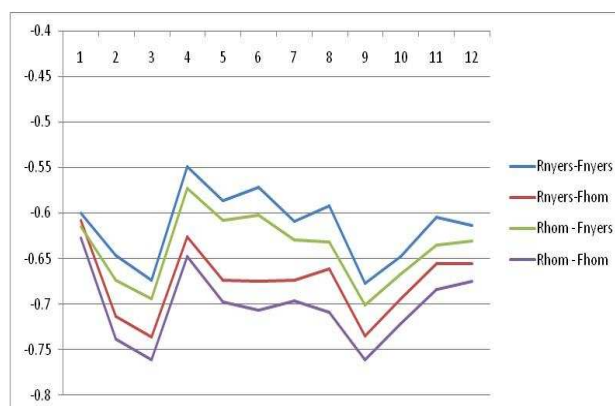
A következő lépésben a globálsugárzás és a felhőzet együttes változását elemeztük a felszíni homogenizálatlan és homogenizált adatok alapján. Az adatsorok közötti korreláció megmutatja, hogy melyik adatkombinációnál alegsorosabb a kapcsolatot, ennek alapján feltételezhető, hogy a sokéves változásban is az általuk mutatott trendek a reálisak.

A 3.33 ábra a homogenizált és eredeti felszíni adatsorokat (R_{nyers} -globálsugárzás, F_{nyers} -felhőzet) mutatja be az 1983-2005-ös időszakra. A kisebb eltérés a nyers és a homogenizált felszíni globálsugárzás adatokban tapasztalható. A felhőzetben tapasztal gyengébb kapcsolat a felszíni megfigyelések nagyobb inhomogenitására utal, bár ez még mindig jó egyezést mutat (r nagyobb, mint 0,9).



3.33 ábra Ahomogenizálatlan (R_{nyers}) és homogenizált (R_{hom}) globálsugárzás, illetve a homogenizálatlan (F_{nyers}) és homogenizált (F_{hom}) felhőzet közötti korrelációs együtthatók az 50 európai állomás esetében az 1983-2005-ös időszakra

A globálsugárzás és felhőzeti adatok közötti korrelációt a 3.34 ábra mutatja havi bontásban. Havi és éves átlagban a legsorosabb kapcsolat a homogenizált globálsugárzás és homogenizált felhőzet között található.



3.34 ábra A homogenizálatlan (R_{nyers}) és homogenizált (R_{hom}) globálsugárzás, illetve a homogenizálatlan (F_{nyers}) és homogenizált (F_{hom}) felhőzeti adatok közötti korrelációs együtthatók az 50 európai állomás esetében az 1983-2005-ös időszakra

Ezek alapján a továbbiakban a homogenizált felszíni globálsugárzás és a homogenizált felszíni felhőzetmegfigyeléseket tekintjük a legmegfelelőbb adatsornak, viszont elmondható, hogy az általuk jelzett trendbeli eltéréseket nem az adatok inhomogenitása, hanem a légköri paraméterek sugárzásmódosító szerepe magyarázza.

3.5 A vízgőz és aeroszol sugárzásmódosító hatása felhőmentes légkörben

A felhőzet időbeli változása mellett, a légkör vízgőz- és aeroszol-koncentrációiban is tapasztaltuk változásokat az elmúlt évtizedekben (1.4.2 és 1.4.3 fejezet). Ebben a fejezetben e két légköti paraméter rövidhullámú sugárzásmódosító hatását számszerűsítjük, illetve vizsgáljuk ennek a trendbeni alakulását. A sugárzásmódosító hatás alatt az adott légköri elem koncentrációjának változása révén a sugárzási mérlegben kiváltott pozitív vagy negatív irányú elmozdulását értjük. Ezt W/m^2 mértékegységbe adjuk meg.

3.5.1. A vízgőz sugárzásmódosító szerepe

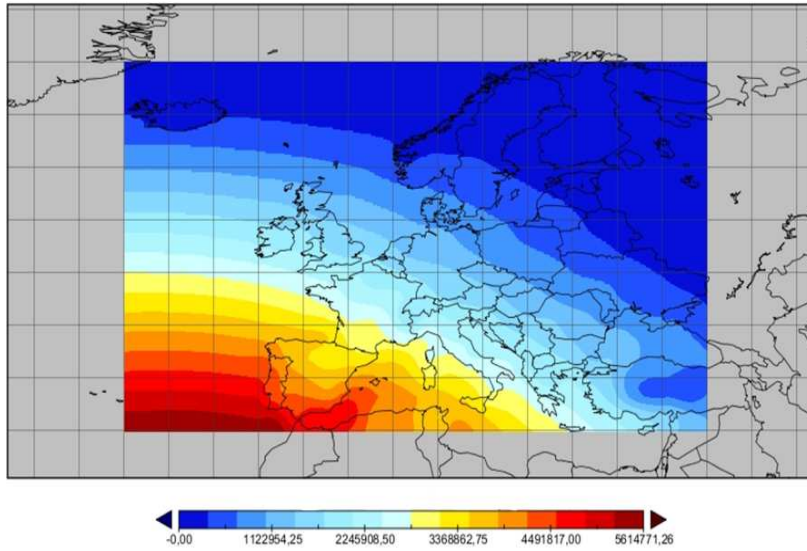
A vízgőz sugárzásmódosító hatását két megközelítésben számszerűsítettük. Elsőként az ERA-INTERIM rövidhullámú felhőmentes rövidhullámú sugárzási adatok alapján következtettünk a vízgőz

sugárzasmódosító hatásának relatív trendjére. A második megközelítésben a vízgőz abszolút sugárzasmódosító hatását számszerűsítettük a MAGIC sugárzási kóddal.

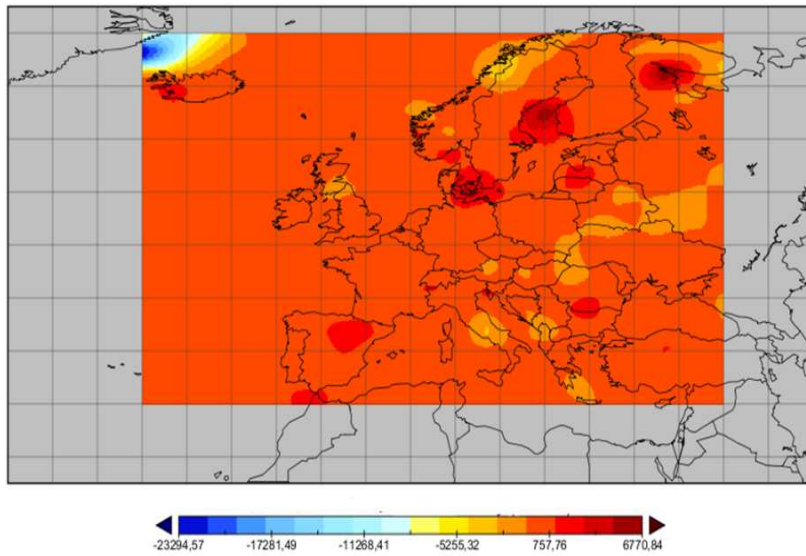
Az ERA-INTERIM felszínre származtatott felhőmentes sugárzási adatsora (ClearSky produktum) a vízgőz adatokat mindig az aktuális légköri állapotokból veszi, viszont az aeroszolra a havi sokévi átlagos értékeket használja fel. Ebből következik, hogy a sugárzási értékek trendje csak a csak vízgőztartalom tendenciáinak hatására változik. A légkör további molekuláinak sugárzasmódosító hatása ugyancsak állandónak tekinthető.

A vizsgálatban a 1983-2005-ös időszak ERA-INTERIM adatbázis 12 UTC-s felhőmentes felszíni rövidhullámú sugárzási adatok havi átlagértékeivel dolgoztunk, melyet az adatbázis J/m^2 mértékegységben ad meg. A sokéves 12 UTC-s átlagértékeket a 3.35 ábra szemlélteti. Az órás értékek havi, majd éves átlagából meghatároztuk a felszíni rövidhullámú sugárzás lineáris trendjét az 1983-2005 időszakra (3.36 ábra), amely a térség nagy részére emelkedő tendenciát ad.

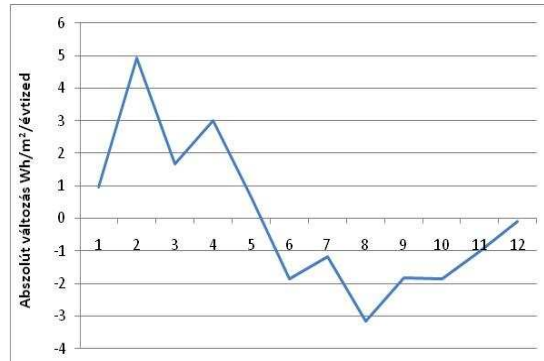
A 3.37 ábra a felhőmentes rövidhullámú sugárzás sokéves havi változásait mutatja. A trendbeni alakulást tulajdonképpen a vízgőz időbeli változása vezérli, mivel a sugárzás származtatásánál az aeroszol sokéves havi átlagai nem változtatták a sugárzás sokéves havi menetét. Ezáltal a vízgős sugárzasmódosító hatásának relatív trendjét határoztuk meg (azért nem az abszolút, mert a változás nagyságában még mindig benne van az aeroszol sokéves, bár állandó hatása is). A nagyobb vízgőztartalom, így sugárzási hatás valójában csökkenő felszíni globálsugárzást jelent. Látható, hogy májusig a felhőmentes sugárzási értékek növekedő tendenciát mutatnak, ez értelemszerűen a vízgőz csökkenő sugárzási hatását jelenti, míg az év második részében tapasztalt sugárzás csökkenése a vízgőz növekedő sugárzási hatására utal.



3.35 ábra A felszínre érkező 12 UTC-s felhőmentes rövidhullámú sugárzás alakulása Európa területén, 1983-2005 időszak sokéves átlaga ($J/m^2/óra$), ERA INTERIM reanalízis



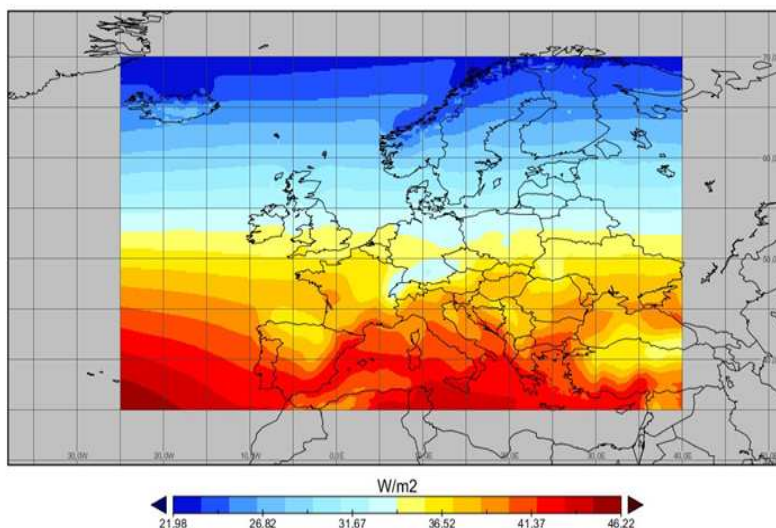
3.36 A felszínre érkező 12 UTC-s felhőmentes rövidhullámú sugárzás lineáris trendje Európa területén, 1983-2005 időszak ($J/m^2/óra$), ERA INTERIM reanalízis



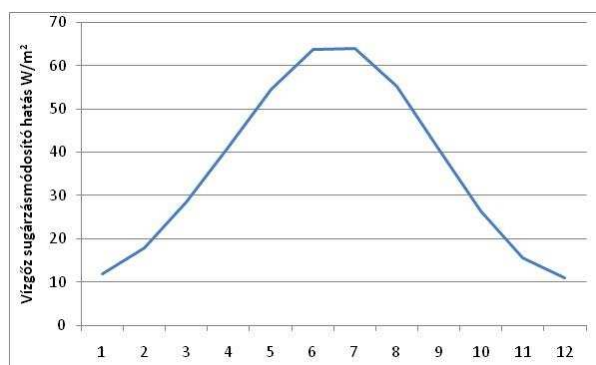
3.37 A felhőmentes felszíni rövidhullámú sugárzás lineáris trendje az 1983-2005 időszakban, ERA-INTERIM reanalízis

A vízgőz sugárzásmódosító hatásának abszolút értékeit a MAGIC sugárzási modell alapján határoztuk meg. A modellt első alkalommal a KINEE/MPI/Aerocom aeroszol és ERA-INTERIM kihullható vízgőztartalom sokéves haviátlagaival (lásd 2.1 fejezet) futtattuk le felhőmentes időszakokra. Ezt követően a vízgőz értékeket 0-ra állítva ismét lefuttattuk a modellt. Mindkét futtatást egy év 12 hónapjára végeztük el, figyelembe véve az eltérő csillagászati tényezőket. A vízgőzt tartalmazó, és vízgőz nélküli felhőmentes sugárzási értékek közötti különbség egyenlő a vízgőz abszolút sugárzásmódosító hatásával, vagyis, hogy adott vízgőztartalom mekkora változást okoz a globálsugárzásban, W/m^2 -ben megadva. A 3.38 ábrán a vízgőz éves sugárzási hatásának területi különbségei láthatók Európa területén, a 3.39 ábra pedig vízgőz sugárzásmódosító hatásának éves alakulását mutatja az 50 vizsgált felszíni állomáson, itt a nyári időszakban magas értékek figyelhetők meg.

A 3.39 ábra a vízgőz sugárzásmódosító hatását adja az év 12 hónapjában adott sokéves havi aeroszol és vízgőz értékek mellett, viszont ahhoz, hogy a vízgőz sugárzási kényszerének sokéves változását vizsgáljuk, szükséges rendre figyelembe venni minden évben az aktuális vízgőz értékeket. Ennek érdekében az ERA-INTERIM rendelkezésre álló kihullható vízgőztartalom (kihullható vízgőztartalom) havi adatait használtuk (a napi 6, 12, 18 UTC szinoptikus mérések havi átlaga) az 1983-2005-ös időszakokra.

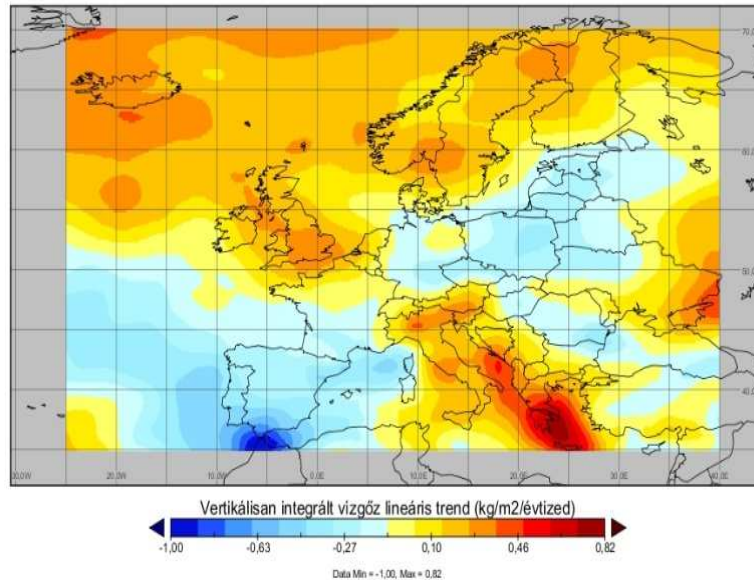


3.38 ábra A vízgőz sugárzási hatásának (W/m^2) területi különbségei Európában (MAGIC sugárzási kód alapján meghatározva)



3.39 ábra A vízgőz sugárzásmódosító hatásának (W/m^2) éves alakulása az 50 európai állomás esetében. A nagyobb vízgőztartalom, így sugárzási kényszer, valójában csökkenő felszíni globálsugárzást jelent (MAGIC sugárzási kód alapján meghatározva)

Európa területén az ERA-INTERIM kihullható vízgőztartalom lineáris trendjét az 1983-2005-ös időszakra a 3.40 ábra mutatja, amely alapján a kontinens belsejében és délnyugati részében egy csökkenő tendencia, míg Észak-Európában, illetve a Földközi-tenger keleti medencéjében egy növekedő tendencia figyelhető meg.

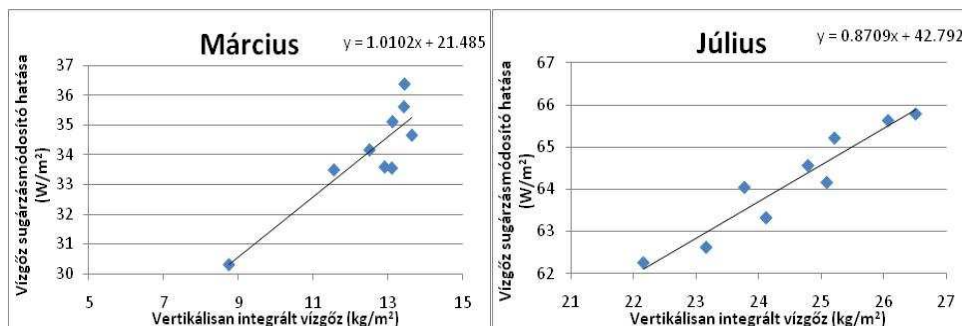


3.40 ábra A kihullható vízgőztartalom lineáris trendjének területi változása Európa területén az 1983-2005-ös időszakra, ERA-INTERIM reanalízis

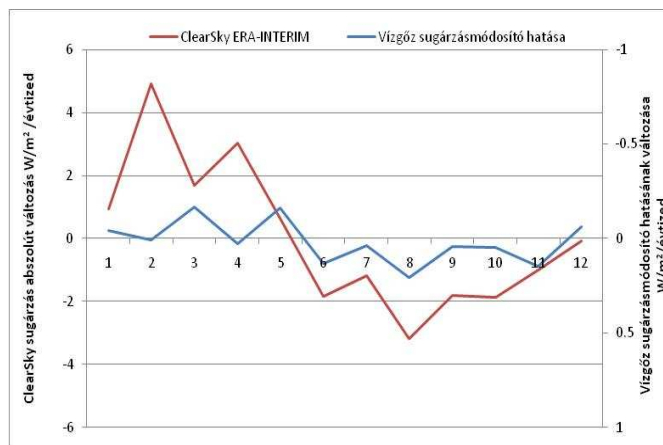
A következő lépésben lineáris függvényillesztéssel meghatároztuk a modellben használt összes vízgőztartalom és az általa okozott sugárzási hatás közötti kapcsolatot. Ez a kapcsolat nem teljesen determinisztikus, mivel a modellben a vízgőz valóságnak megfelelő, vertikális eloszlása, az aeroszol (a modellben állandó) mennyisége és a csillagászati tényezők (a napsugárzás intenzitása és beesési szöge) is befolyásolják azt, ugyanolyan össz-víz-tartalom mellett. Az eltérő csillagászati tényezők figyelembe vétele érdekében a vizsgált 50 állomást földrajzi szélességi fokok mentén 6 sávba vontuk össze (é.sz. 38,25 – 43,75 9 állomás; é.sz. 44,24 – 48,25 14 állomás; é.sz. 48,25 – 51,25 11 állomás; é.sz. 52 – 55,25 9 állomás; é.sz. 60,25 – 60,75 4 állomás; é.sz. 64,25 – 67,25 3 állomás), ezen belül minden hónapra meghatároztuk az empirikus kapcsolatot. A déli sávban márciusban és júliusban talált lineáris kapcsolatot a 3.41 ábra mutatja.

A különböző esetekre (térbeni helyzet, hónap) kapott lineáris függvények alapján meghatároztuk a vizsgált 50 felszíni állomás esetében a vízgőz sugárzási kényszerét az 1983-2005-ös időszak minden évére. A kapott értékek lineáris trendjét a 3.42 ábra mutatja az ERA-INTERIM felhőmentes rövidhullámú (ClearSky sugárzás) változásával párhuzamosan.

Éves átlagban a ClearSky sugárzás trendszerű változása $0,017 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$, a vízgőz sugárzásmódosító hatása pedig $0,018 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$. A változás éves menetében ugyanakkor megtaláljuk a fizikailag indokolt ellentétes alakulást is (ClearSky csökkenés, vízgőznövekedés). A vízgőz éves egyenletes változása mellett azonban a ClearSky sugárzás alakulásában jelentős különbségeket tapasztalunk az egyes hónapokban, ezt elsősorban az aeroszol alakulásának következményeként értelmezhetjük.



3.41 ábra Lineáris függvénykapcsolat a MAGIC sugárzási kódba beépített vízgőztartalom és az általa okozott sugárzási hatás között Európa $\text{é.sz.}38,25 - 43,75$ sávjában (9 állomás adatai), márciusban és júliusban



3.42 Az ERA-INTERIM felhőmentes rövidhullámú sugárzás (ClearSky) és a MAGIC sugárzási kód alapján számított vízgőz sugárzási kényszerének lineáris trendje az 1983-2005-ös időszakban

3.5.2. Az aeroszol sugárzásmódosító szerepe

A szakirodalomban az aeroszol sugárzásmódosító hatásának számszerűsítése nagy bizonytalansággal bír (IPCC, 2007) a megfelelő minőségű és sűrűségű légköri aeroszol mérések hiánya miatt. Ennek oka egyrészt az aeroszol források (természetes, antropogén) lokális jellege, másrészt pedig az aeroszol fizikai és kémiai tulajdonságának sokszínűsége és egyenetlen eloszlása a légkörben. Az aeroszol koncentráció direkt mérésének a hiánya miatt az elkövetkezőkben az aeroszol globálsugárzásra gyakorolt sugárzásmódosító hatását egyrészt közvetett úton határozzuk meg, másrészt a MAGIC sugárzási kód, valamint műholdas AOT (Aerosol Optical Depth) adatok alapján, utóbbiakaz 1980-2001-es időszakra állnak rendelkezésre.

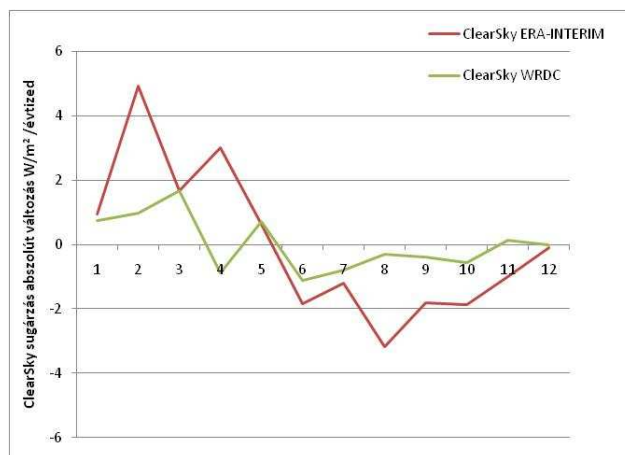
Az aeroszol sugárzásmódosító hatásának számszerűsítését elsőként a felszíni mérések alapján, közvetett úton végeztük el. Ahhoz, hogy a légkörben található aeroszol hatását vizsgálhassuk, elsőként el kell választanunk a felhős és felhőmentes sugárzási értékeket, az utóbbi esetében tapasztalt trendszerű változások fogják tartalmazni a felhőzetén kívüli légköri paraméterek, köztük az aeroszol, hatását. A felhős és felhőmentes időszakok sugárzási értékeinek szétválasztására jó időbeni felbontású (órás) felhőzeti és sugárzási adatokra van szükség. A trendvizsgálathoz szükséges hosszúságú óras sugárzási adatsorok viszont nem álltak a rendelkezésre, csak napos értékek (WRDC adatbázis). Ugyanakkor a felhős és felhőmentes napok lehatárolása szinoptikus felhőmegfigyelések alapján nem volt kivitelezhető, mert havi átlagban nagyon kevés nap bizonyult mind a 12 nappali órában felhőmentesnek, így az esetek száma nagyon lecsökkent. Emiatt az alábbi közvetett eljárást alkalmaztuk.

Minden állomásra meghatároztuk a sokéves havi felhőmentes globálsugárzás értéket a MAGIC sugárzási kód révén. Ez az érték tartalmazza a tiszta légkör sugárzásgyengítő hatását, valamint az aeroszol és a vízgőz sokéves (változás nélküli) hatását. A derült időben modellezett globálsugárzás értékeket ezután összevettük az állomások napi bontású felszíni globálsugárzás értékeivel, s ennek alapján felhőmentesnek tekintettük azokat az állomásokat és napokat, amelyeken az előbbi érték legalább 90%-a volt a megfigyelt globálsugárzás, vagyis az ennél nagyobb értékeket tekintettük felhőmentes napoknak. Ez a megoldás megengedi ugyan a felhőzet csekély jelenlétét, viszont ismert, hogy 3 okta felhőborítottsáig a felhőzet sugárzásmódosító hatása elenyésző (TÓTH, 2009). A külön választott felhőmentes napok sugárzási értékeinknek

sokéves alakulását a légköri aeroszol és a vízgőz vezérli. A 3.43 ábra mutatja a WRDC felhőmentes globálsugárzás abszolút változását az 1983-2005-ös időszakban a vizsgált 50 állomáson. A téli és tavaszi hónapokban a pozitív változás a domináns, kivételt képez az áprilisi hónap, a nyári és őszi hónapokban pedig csökkenő tendencia figyelhető meg.

Az aeroszol sugárzasmódosító hatásának időbeni változását egy következő lépésben meghatározhatjuk, ha a felhőmentes sugárzás változásból kivonjuk a 3.5.1 fejezetben meghatározott vízgőz sugárzasmódosító hatás évtizedes változását (3.5 táblázat). Ebben az esetben azt feltételezzük, hogy a két hatás nem erősíti, vagy nem oltja ki egymást, kettő aritmetikai összege adja a sugárzásbeli változást. A táblázatból kitűnik, hogy az aeroszol lineáris változásának hatása az év nagy részében egy nagyságrenddel erősebb, mint a vízgőz változásaié. Ez annak ellenére alakult így, hogy a kiinduló rövidhullámú sugárzási hatás a felszíni globálsugárzásra a vízgőz esetében erősebb (3.39 vs. 3.46 ábra).

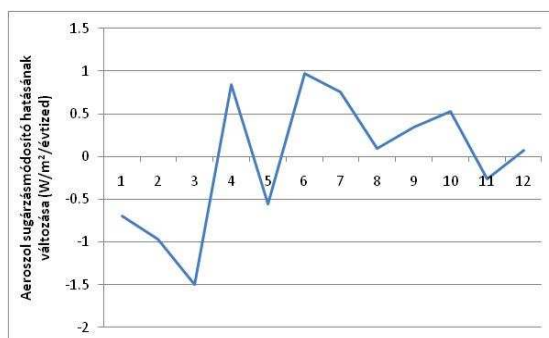
A 3.44 ábra mutatja a vizsgált 50 európai állomás esetében a 3.5 táblázatban mutatott aeroszol sugárzasmódosító hatásának sokéves alakulását az 1983-2005 időszakban, havi bontásban.



3.43 ábra A felhőmentes felszíni rövidhullámú sugárzás trendje az ERA-INTERIM reanalízis adatok (kék) és afelszíni globálsugárzásból (WRDC adatbázis) származtatott értékek (piros) esetében az 1983-2005 időszakban Európában

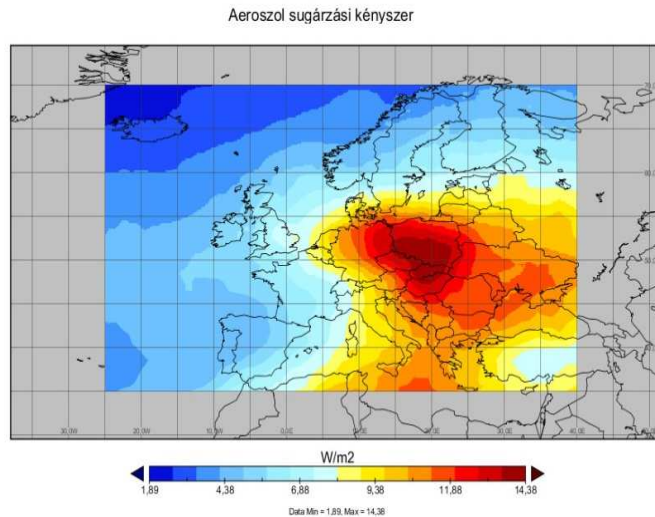
3.5 táblázat A felszíni globálsugárzásból származtatott felhőmentes sugárzás (ClearSky WRDC) változás, valamint és a MAGIC sugárzási kód és ERA-INTERIM vízgőz alapján meghatározott vízgőz sugárzási kényszer változás különbségeként számított aeroszol sugárzási kényszer sokéves változásának nagyságrendje Európa 50 állomásán, az 1983-2005-ös időszakban

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Év
ClearSky WRDC W/m ² /évtized	0,73	0,97	1,67	-0,88	0,71	-1,11	-0,79	-0,30	-0,39	-0,57	0,12	-0,01	0,01
Vízgőz sugárzásihatás W/m ² /évtized	-0,04	0,01	-0,17	0,03	-0,16	0,13	0,04	0,21	0,04	0,05	0,14	-0,06	0,02
Aeroszol sugárzási hatás W/m²/évtized	-0,69	-0,97	-1,50	0,85	-0,55	0,98	0,75	0,09	0,35	0,53	-0,27	0,07	-0,03
Aeroszol + vízgőz	-0,73	-0,97	-1,67	0,88	-0,71	1,11	0,79	0,30	0,39	0,57	-0,12	0,01	-0,01

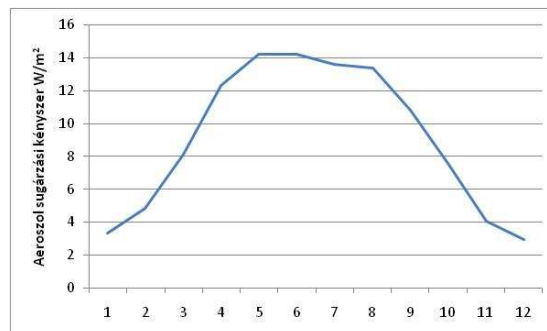


3.44 ábra Az aeroszol sugárzásmódosító hatásának (W/m²) sokéves változása az 50 európai állomáson. A nagyobb aeroszol, így sugárzási hatás, valójában csökkenő felszíni globálsugárzást jelent.

Az aeroszol sugárzásmódosító hatását a MAGIC sugárzási modell segítségével is számszerűsítettük. A vízgőz sugárzási hatásának vizsgálatához hasonlóan itt is két futtatást végeztünk, egyik alkalommal beépítettük, mint a vízgőz, mint pedig az aeroszol sokéves átlagokat (KINEE/MPI/Aerocom aeroszol, és ERA-INTERIM kihullható vízgőztartalom), másik alkalommal az aeroszol értéket 0-ra állítottuk. Az aeroszol hatással és aeroszol nélküli futtatások különbsége az aeroszol abszolút sugárzásmódosító hatását adja W/m² mértékegységben. A 3.45 ábra mutatja az aeroszol sugárzási hatásának területi megoszlását Európában, a 3.46 ábra pedig az aeroszol rövidgullámú sugárzási hatását az év folyamán a vizsgált 50 állomáson. Ezt egy évre havi bontásban futtatuk le.



3.45 ábra Az aeroszol sugárzási hatásának (W/m^2) területi különbségei Európában (MAGIC sugárzási kód alapján meghatározva)

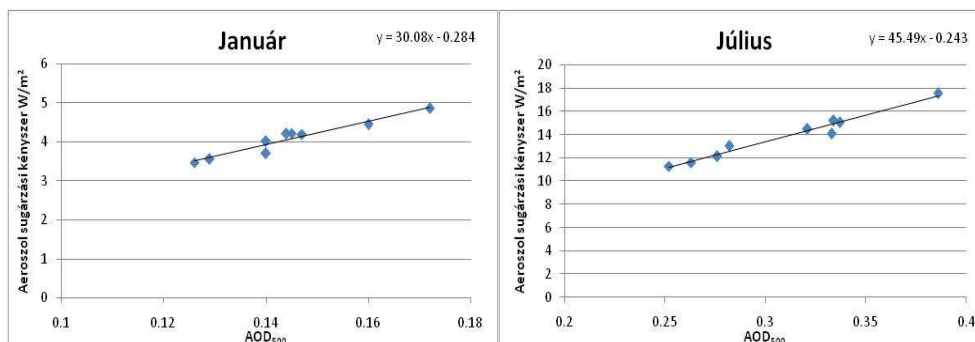


3.46 ábra Az aeroszol sugárzási hatásának (W/m^2) éves alakulása 50 európai állomás esetében. A nagyobb aeroszol-koncentráció, így nagyobb sugárzási kényszer, valójában csökkenő felszíni globálsugárzást jelent (MAGIC sugárzási kód alapján meghatározva)

Az aeroszol sugárzási hatás sokéves trendszerű alakulásának vizsgálatához az OMI TOMS AOT₅₀₀ műholdas adatokat használtuk (2.3 fejezet), amely az 1980-2001-es időszakra álltak rendelkezésre (1993-1996 időszak kivételével).

A MAGIC sugárzási kód által számított sugárzási hatás és a modellbe beépített sokéves aeroszol koncentráció között lineáris függvényillesztéssel empirikus kapcsolatot határoztunk meg annak érdekében, hogy a következő lépésben a függvények alapján rendre az egyes évek minden hónapjában az AOT₅₀₀ adatokhoz hozzárendelhesünk egy

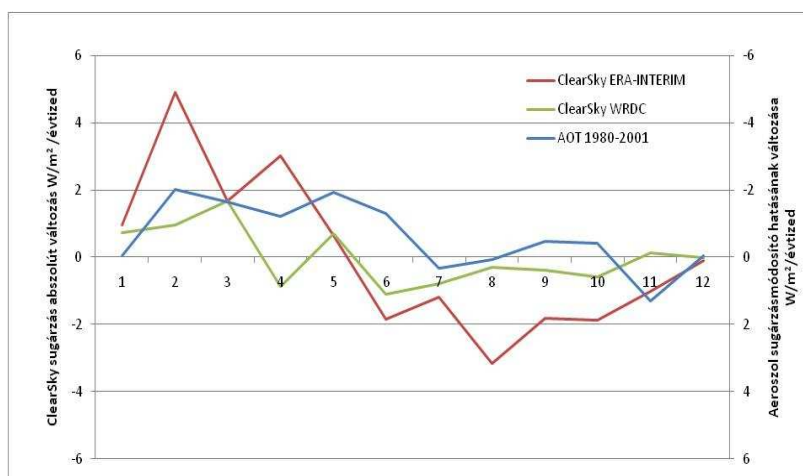
aeroszol hatás értékét. A csillagászati tényezők által okozott hatások kiszűrése miatt a vizsgált állomásokat földrajzi szélesség mentén szintén 6 sávba soroltuk a 3.5.1 fejezetben leírtaknak megfelelően. A 3.47 ábra mutatja a kontinens déli sávjában található állomások értékeire illesztett függvényeket a januárban és júliusban.



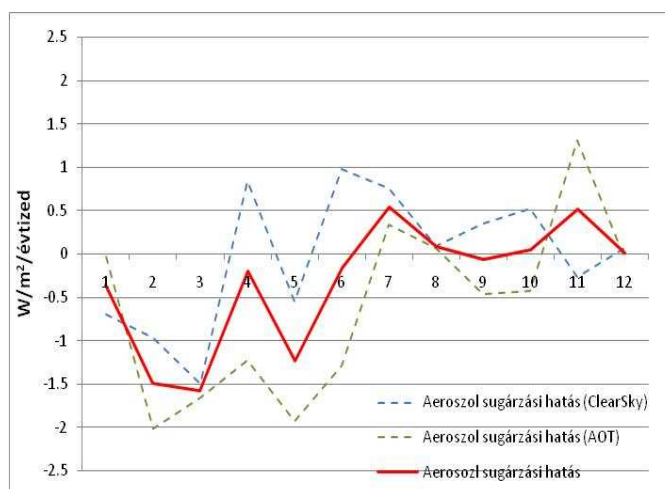
3.47 ábra Lineáris függvénykapcsolat a MAGIC sugárzási kódba beépített aeroszol és az általa okozott sugárzási hatás között Európa é.sz.38,25 – 43,75 sávjában (9 állomás), januárban és júliusban

A minden állomásra meghatározott függvény alapján a műholdas AOT₅₀₀ hónapos adatokhoz rendre egy aeroszol sugárzásmódosító hatást tudtunk hozzárendelni, így a vizsgált 50 állomásra egy adatsort állítottunk elő, és kiszámítottuk az aeroszol sugárzási hatás lineáris trendjét az 1980-2001-es időszakra. Az aeroszol hatás sokéves változását havi bontásban a 3.48 ábra mutatja, párhuzamosan az ERA-INTERIM és WRDC ClearSky sugárzás változással. Értelemszerűen az aeroszol sugárzási kényszerének negatív változása a globálsugárzás pozitív változását vonja maga után, és fordítva. Éves átlagban az aeroszol sugárzásmódosító hatásának sokéves változása $-0,61 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$.

A 3.49 ábra az aeroszol sugárzásmódosító hatásának sokéves változása mutatja a közvetett és közvetlen eljárással. A két közelítés hasonló becslést adott.



3.48A felhőmentes felszíni rövidhullámú sugárzás sokéves alakulása az ERA-INTERIM reanalízis adatok (piros), a felszíni globálsugárzásból (WRDC adatbázis) származott értékek (zöld) alapján, valamint a MAGIC sugárzási kód és műholdas adatok alapján meghatározott aeroszol sugárzási hatás sokéves alakulása az 1983-2005 időszakban Európában



3.49 ábra A felhőmentes felszíni rövidhullámú sugárzásból (ClearSky) és a MAGIC sugárzási kód és műholdas adatok (AOT) alapján meghatározott aeroszol sugárzási kényszer sokéves alakulása Európa 50 állomásán az 1985-2005-ös időszakban, valamint a két megközelítés átlaga (piros)

Az aeroszol kényszer sokéves alakulásának nagyságát a 3.5 ábrán ismertett 4 sugárzási régióra is meghatároztuk (3.6 táblázat). A kontinens központi részét képviselő 1-es és 2-es régió esetében a globálsugárzás

emelkedésével párhuzamosan az aeroszol sugárzási kényszerének negatív trendjét tapasztaljuk, mely a légkör tisztulására utal. A kontinens déli részét képviselő 4-es régióban viszont az aeroszol kényszer jelentős növekedését tapasztaljuk (1,15 W/m²/évtized). Ez együtt jár a globálsugárzásban tapasztalt csökkenő tendenciával, mely arra utal, hogy a kontinens déli részén az aeroszol koncentráció változásának jelentős szerepe van a globálsugárzás alakulásában. A kontinens északi részén úgyszintén csökkenő tendenciát találunk, ez ismét egyezzik a globálsugárzásban tapasztalt enyhe csökkenéssel.

3.6 táblázat A felhőmentes felszíni rövidhullámú sugárzásból (ClerSky) és a MAGIC sugárzási kód és műholdas adatok (AOT) alapján meghatározott aeroszol sugárzási hatás átlagának sokéves alakulása Európa 4 sugárzási régiójában az 1985-2005-ös időszakban

Régió	jan-febr	márc-ápr	máj-jún	júl-aug	szept-okt	nov-dec	év
1	-0,99	-1,78	-0,10	0,38	-0,58	-0,42	-0,58
2	-0,55	-0,28	-0,89	-0,54	-0,07	-0,10	-0,41
3	-1,55	0,32	1,29	1,73	1,24	0,15	0,53
4	0,31	1,80	1,63	1,18	1,57	0,43	1,15

A globálsugárzás és az aeroszol sugárzásmódosító hatásának sokéves változásában tapasztalt előjelbeni megegyezés (ellentétes irányú változás) alapján elmondhatjuk, hogy a légkör aeroszol sugárzásmódosító hatásában bekövetkező változások, bár kisebbek a globálsugárzásban megfigyelt változásoknál, de hozzájárulnak a globálsugárzás trendjeinek alakulásához, területi mozaikossághoz.

3.6. A globálsugárzás várható alakulása az empirikus összefüggések és a klímamodellek kombinálásával

Az előző fejezetekben számszerűsítettük a globálsugárzás trendjeit Európában, szembesítve ezeket a felhőzet előjelbeni változásaival. Ugyanakkor meghatároztuk a vízgőz és az aeroszol hatását a globálsugárzásra felhőmentes időszakban.

Ebben a fejezetben feladatunk az kihullható vízgőztartalom és a felhőzet (borultság) jövőbeni idősorainak előállítás és a globálsugárzásban játszott szerepének számszerűsítése. Az aeroszolok jövőbeli változását nem építettük be az eljárásunkba, mivel nem áll rendelkezésre mértékadó XXI. századi európai becslés. A jövőben változhat az aeroszol részecskék típusa és koncentrációja, ezért a mai trendek nem extrapolálhatóak.

A globálsugárzás várható változásainak becslését három lépésben tettük meg. Először a 3.6.1 alfejezetben bemutatott globális klímamodellek felhőzetre és kihullható vízgőztartalom adott változásait szászerűsítettük. Ezt követi a globálsugárzás és felhőzet közötti empirikus kapcsolatok meghatározása (3.6.2 alfejezet) az 1975-2006 időszakban. Fejezetünket e két rész kombinációja, azaz a globálsugárzás várható változásainak számszerűsítése és térképi ábrázolása (3.6.3) zárja majd.

3.6.1 A felhőzet és vízgőz klímamodellek által adott prognózisa

Ebben a fejezetben a globálsugárzás alakulását befolyásoló fő légköri paraméterek, a felhőzet és a kihullható vízgőztartalom, klímamodellekkel történő prognózisát tekintjük át. Az aeroszol előrejelzésében tapasztalt nagy bizonytalanságok miatt ezt a paramétert nem tudtuk figyelembe venni.

Az áttekintésben három globális klímamodell – GISS-ER modell (SCHMIDT, 2006), az ECHAM5 modell (ROECKNER et al., 2006), és az MRI modell (SEIJI et al, 2011) – felhőzeti és vízgőztartalom előrejelzéseit értékeltük ki. Mindhárom modell leírását, illetve outputjait az IPCC-AR4/CMIP3 adatbázis tartalmazza (http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php).

A modellek kiválasztásánál figyelembe vettük a beépített sugárzási parametризációt, illetve egyes kényszerek meglétét vagy hiányát. Itt elsősorban az aeroszol modellbe való beépítését vizsgáltuk, mivel e tényező okozhat eltérést az egyes modellek globálsugárzás outputjai között. Az ECHAM modell (horizontális és vertikális felbontás T63(~1,9x~1,9 földrajzi fok, L31) esetében a globálsugárzási formula tartalmazza a Rayleigh szórás, valamint a vízgőz, ózon és hosszú élettartamú gázok általi elnyelést. A felhők egyszeri szórása a Mie szórási tényezővel van beépítve a felhőelemek és jégkristályok ideális méreteloszlását feltételezve. A modell beépíti ugyanakkor az aeroszol direkt hatását (szulfát aeroszol), illetve az 1. indirekt kényszerét, vagyis a felhőzet albedó hatást (1.5 ábra).

A GISS-ER modellbe (horizontális és vertikális felbontás 4x5 földrajzi fok, L20) rövidhullámú sugárzási parametризációja többszöri szórás épít be, a molekuláris elnyelés esetében a H₂O, CO₂, O₃, O₂ és NO₂ koncentrációkat veszi figyelembe. A felhőzet és aeroszol méreteloszlás szerinti szórása a Mie szórási tényező, a sugárkövetés, és a Tmatrix elv (gömbtől eltérő jég és porszemcsék) révén épül be. 15 spektrumban K-eloszlással közelíti a többszintű felhőátfedést, valamint az aeroszol és

molekuláris elnyelést. Ugyanakkor a felszín albedót beesési szög függvényében külön meghatározza óceán, hó és jég felszínekre, valamint évszakonként a növényzetre is. A sugárzási modul hullámhossz függvényében külön számol direkt és diffúz sugárzási fluxust is. A modellbe ugyanakkor az aeroszol direkt (szulfát aeroszol, por, nitrát, szerves szén, sókristály, sztratoszférikus vulkáni por), illetve a 2. indirekt, vagyis felhőzet élettartamának hatása (1.5 ábra) is be van építve.

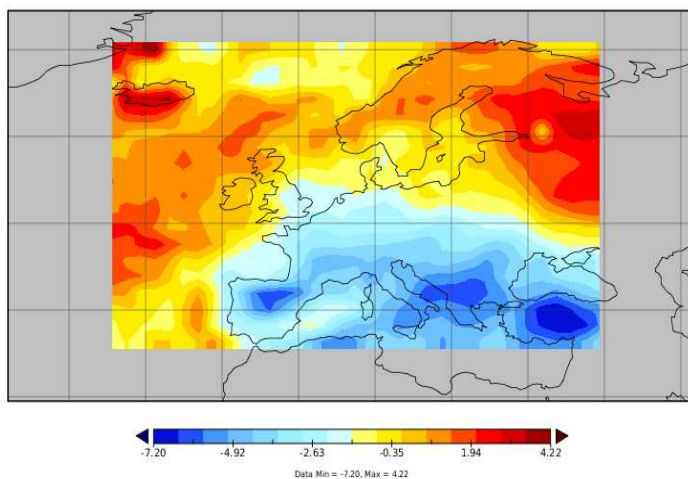
MRI modell (horizontális és vertikális felbontás T42(~2,8x~2,8 földrajzi fok, L30) a sugárzási komponensek származtatására a delta-two-stream megközelítést használja. Ez tulajdonképpen két kalkulust tartalmaz, éspedig a two-stream megközelítést az aeroszol és molekuláris optikai veszteség (visszaverés, áteresztés) meghatározására, valamint a delta-Eddington megközelítést a molekuláris, aeroszol és felhőzet optikai veszteségének meghatározására. A modellben csak direkt aeroszol hatás (szulfát aeroszol) van beépítve.

Összességében a három modell közül a GISS-ER modell tartalmazza a legrészletesebb sugárzásátviteli parametrizációt, többretű aeroszol kényszerrel, ezt követi az ECHAM, amely tartalmaz aeroszol indirekt kényszert is. A vizsgált modellek közül az MRI modell rendelkezik a legegyszerűbb sugárzási parametrizációval.

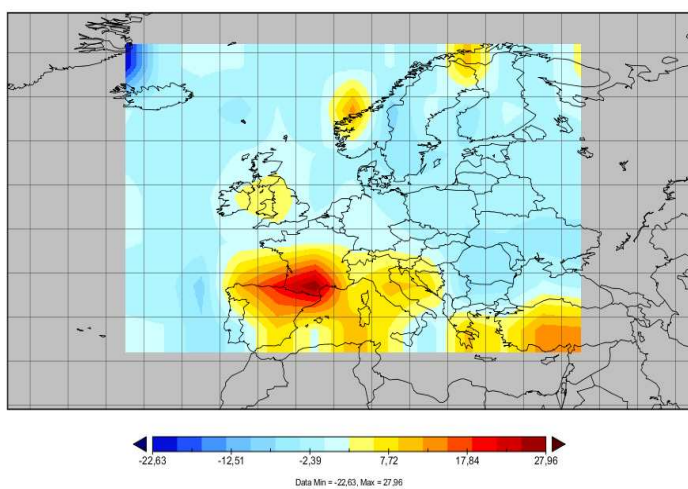
Mindhárom esetben a számolt légköri elem (felhőzet, kihullható vízgőztartalom) változását a XX. századi éghajlati kísérlet (Twentieth Century Climate in Coupled Models, 20C3M) 1975-2006 időszaka és a jövőre (2050-2075) vonatkozó A1B scenárió felhasználásával kapott eredmények segítségével határoztuk meg. A 20C3M futtatások célja, hogy a XX. század globálsugárzási értékeit a lehető legpontosabban szimulálja, különböző sugárzási kényszerek beépítésével (természetes és antropogén kényszerek, mint CO₂ koncentráció, aeroszol, naptevékenység, felszínhasználat). A jövőre vonatkozó A1B forgatókönyv feltételezi a világgazdaság gyors fejlődését, a népesség további növekedését a 2050-es évekig, és azt követő csökkenését, valamint új és hatékony technológiák bevezetését a fosszilis és alternatív energiaforrások együttes, kiegyensúlyozott használata mellett.

A 3.50, 3.51 és 3.52 ábra a felhőzet változásait adja meg Európában. Az ECHAM és MRI modellek alapján Európa déli részén jelentős felhőzet csökkenés, az északi részén pedig ezzel ellentétesen növekedés figyelhető meg. A GISS-ER modell regionális felhőzet növekedést ad a kontinens délnyugati részén. A 3.53 3.54 és 3.55 ábra a

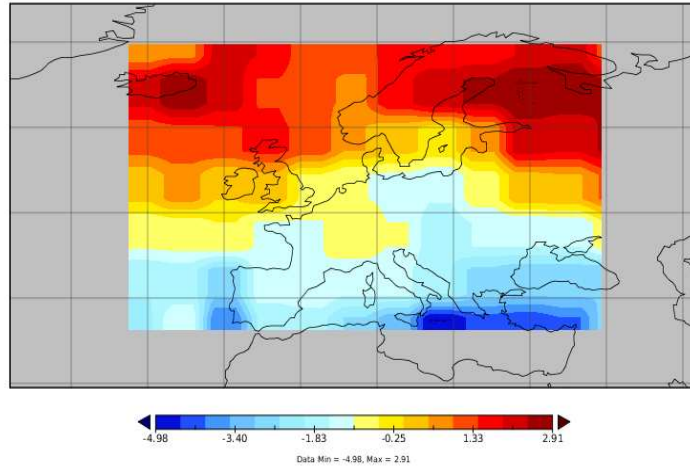
kihullható vízgőztartalom bekövetkező változásokat szemlélteti, ami egész Európára növekedő trendet mutat.



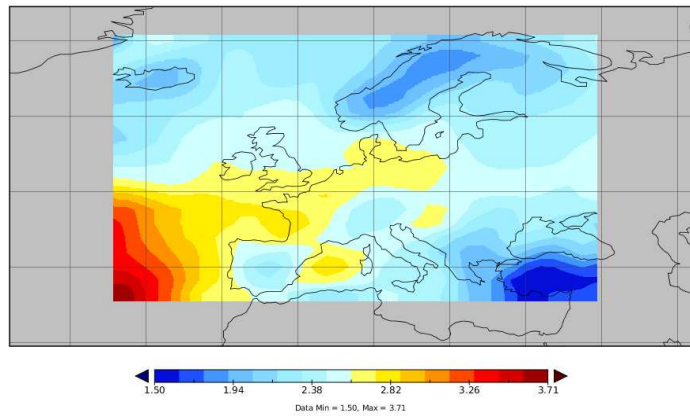
3.50 ábra ECHAM5 modell felhőzet változása (%) az 1975-2005 és a 2051-2075 (A1B) időszak között



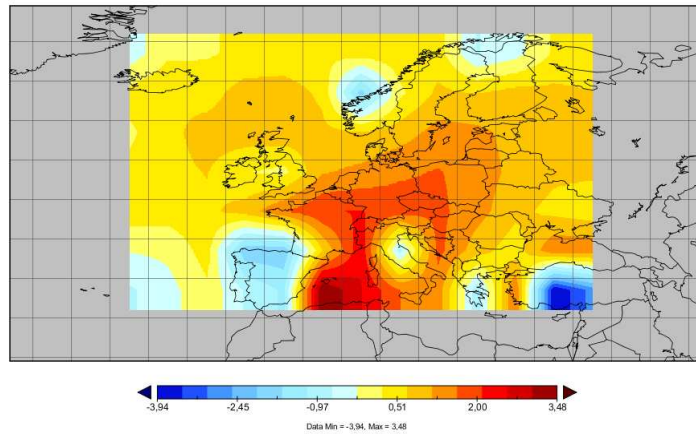
3.51 ábra GISS-ER modell felhőzet változása (%) az 1975-2005 és a 2051-2075 (A1B) időszak között



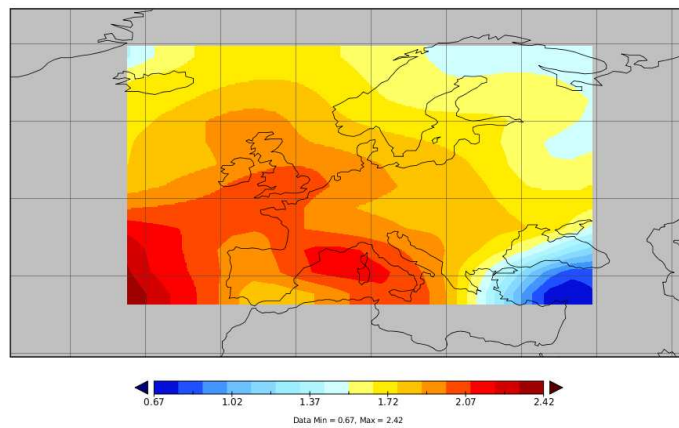
3.52 ábra MRI modell felhőzet változása (%) az 1975-2005 és a 2051-2075 (A1B) időszak között



3.53 ábra ECHAM5 modell kihullható vízgőztartalom (kg/m^2) változása az 1975-2005 (20c3m) és a 2051-2075 (A1B) időszak között



3.54 ábra GISS-ER modell kihullható vízgőztartalom (kg/m^2) változása az 1975-2005 és a 2051-2075 (A1B) időszak között



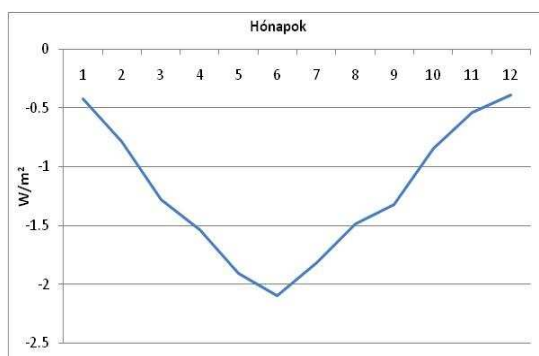
3.55 ábra MRI modell kihullható vízgőztartalom (kg/m^2) változása az 1975-2005 és a 2051-2075 (A1B) időszak között

3.6.2A felhőzet és a globálsugárzás kapcsolatának számszerűsítése

A felhőzet és globálsugárzás kapcsolatát lineáris regressziós egyenlettel számszerűsítettük. A regressziós becslés jóságát a hibatagok normalitásának vizsgálatával ellenőriztük. A kéthavi, illetve éves minták esetében a Shapiro-Wilk teszt az esetek 92,6%-ban adott szignifikánsan

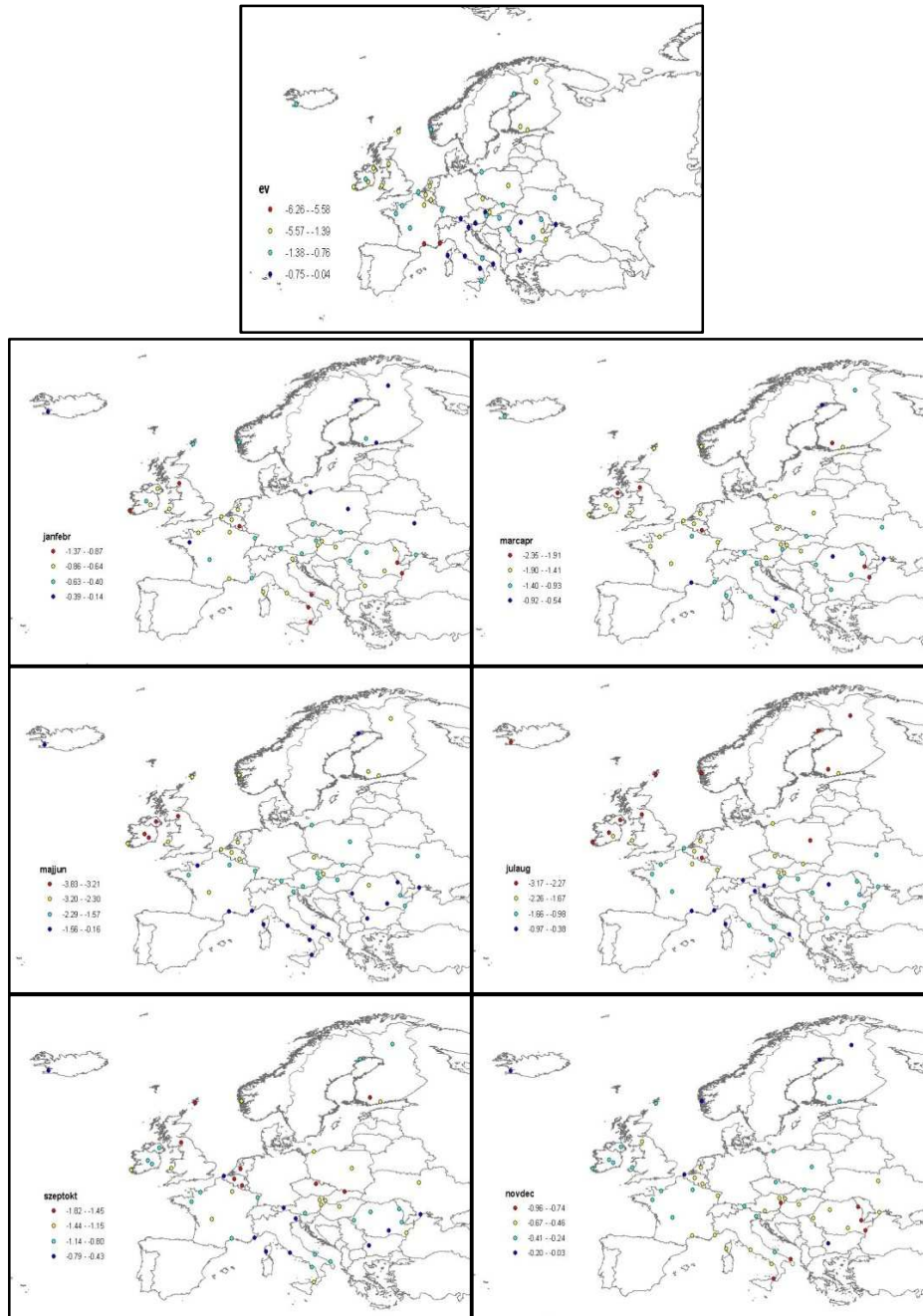
normál eloszlást 95% valószínűség mellett. Ugyanakkor Box-Ljung teszttel megvizsgáltuk a hibatagokban esetleg meglévő autokorrelációt is. A kéthavi adatsorok esetében az esetek több mint 70%-a mentes az 1-10 rendű autokorrelációtól 95% valószínűség mellett. A két változó közötti korrelációs vizsgálat eredményeit a 3.3.1 fejezetben ismertettük. A fenti vizsálatok alapján elfogadtuk a két változó közötti regressziós becslés megbízhatóságát.

A regressziós becslés során meghatározott β_1 meredekségi érték a felhőzet sugárzásmódosító hatását adja (egy % -os felhőzet változásra bekövetkező sugárzásbeli változás). A 3.56 ábra mutatja a regressziós együttható alakulását az év folyamán. A felhőzet sugárzást módosító hatása elsősorban a nyári hónapokban jelentős.



3.56 ábra A globálsugárzás és a felhőzet közötti regressziós együtthatók havi menete a vizsgált 50 európai állomás átlagában az 1975-2006-os időszakban

A felhőzet lineáris regressziós becsléssel közelített sugárzásmódosító hatásának területi különbségeit a 3.57 ábra mutatja. Az értékek az 1%-os felhőzet-változáshoz tartozó sugárzásmódosító hatást adják. Azokon az állomásokon, ahol a felhőhatásban tapasztalt negatív előjellel egy időben a globálsugárzás és a felhőzet trendjében ellentétes előjelű (zöld) változásokat tapasztalunk (3.16 ábra), a felhőzetet tekintjük a globálsugárzás változás meghatározó tényezőjének. A többi állomáson a globálsugárzás alakulásában a felhőzet hatását valamilyen más légköri tulajdonság változása elnyomja. Ez lehet az aeroszol, illetve a kihullható vízgőz mennyiség.



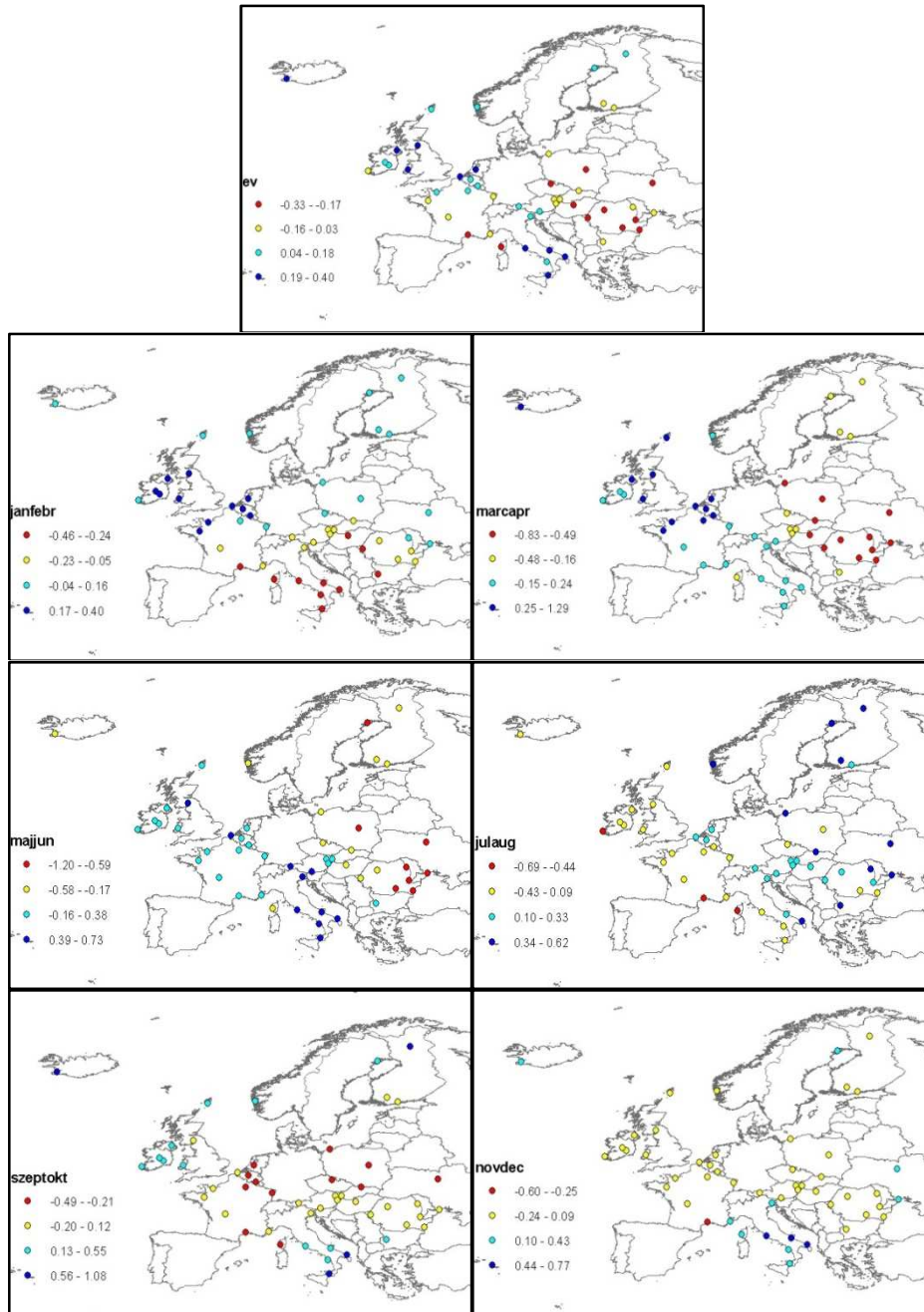
3.57 ábra A globálsugárzás és a felhőzet közötti lineáris regresszió, amely a felhőzet sugárzásmódosító hatásának nagyságát adja (W/m^2) az 1975-2006 időszak adatai alapján, a számértékek 1%-os felhőzet-változáshoz tartoznak

Éves átlagban az 50 állomás mindegy 38%-esetében találjuk a negatív felhőhatással egyidőben a felhőzet és sugárzás trendbeni alakulásának ellentétes irányát, viszont havi bontásban ezek a számok magasabbak (jan. – 32%, feb. – 36%, márc. – 30%, ápr. – 22%, máj. – 25%, jún. – 32%, júl.–34%, aug. – 29%, szept. – 38%, okt. – 25%, nov. – 27%, dec. – 27%). Az alábbi állomásokon az év több mint felében (több mint 6 hónap) nem a felhőzet a globálsugárzás alakulásának fő meghatározója: Reykjavik, Reims, Montpellier, Bécs, Innsbruck, Sopron, Szófia, Udine, Amendola, Messina, Kiev és Odessa.

3.6.3A vízgőz hatásának térbeli sajátosságai

A felhőzet sugárzásmódosító hatásának területi megoszlása után megvizsgáljuk a vízgőz várható változásából adódó módosulást is a globálsugárzás mezőiben. Mivel ezt a hatást csak a felhőmentes esetre tudtuk kiszámítani, miközben tudjuk, hogy átlagos felhőzet mellett a vízgőztartalom változása kevésbé módosítja a globálsugárzást, a derült időben megnyilvánuló hatást a vízgőztartalom modellezett megváltozásával szorozva e hatásnak egyfajta felső, azaz a valóságot meghaladó változáshoz jutunk.

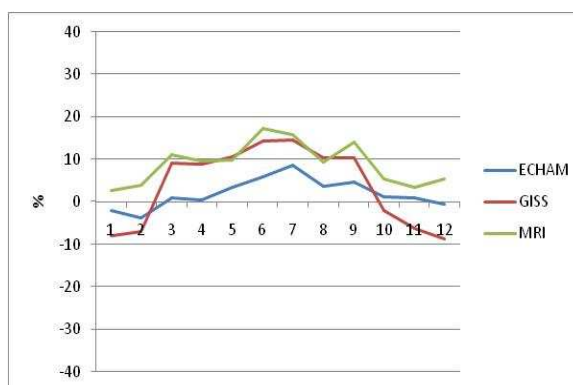
A 3.58 ábra a kihullható vízgőzmennyiség derült időre számolt sugárzási hatásának területi megoszlását mutatja Európa területén éves és kéthavi bontásban. Az eredmények területileg sokkal kiegyensúlyozottabb változásokat mutatnak, ami arra utal, hogy a vízgőz horizontális légköri keveredése révén azok kevésbé különböznek egymástól, mint a felhőzet esetében. Az a körülmény, hogy a globálsugárzás megváltozásának mezői erősen mozaikosak (3.1 pont), közvetve valószínűsíti, hogy a vízgőztartalom változásainak kisebb a szerepe, mint a felhőzetnek.



3.58 ábra A kihullható vízgőz mennyiség derült időre meghatározott sugárzási hatásának (W/m²/évtized) területi változásai Európában

3.6.4 A globálsugárzás előrejelzett változásai

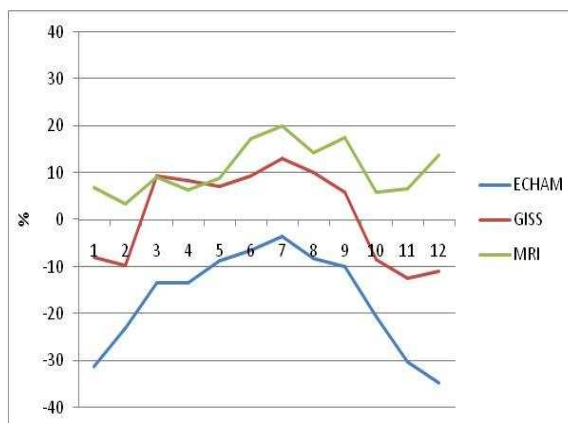
A globálsugárzás és a felhőzet közötti lineáris függvénykapcsolat meghatározása után a globálsugárzás változását a klímamodellek előrejelzett felhőzeti értékei alapján is számszerűsítettük. Az eljárás során tulajdonképpen a (2.5) egyenlet x_i független változó helyére a modellezett felhőzeti változásokat helyettesítettük be, így meghatározva az y , vagyis a globálsugárzás változás mértékét. A modellezett felhőzeti változások alapján számolt globálsugárzás relatív változását az 1975-2006 időszak sokéves átlagához viszonyítva a 3.59 ábra mutatja. Mindhárom modell a nyári időszakban pozitív változásokat ad, a téli időszakban ennél jóval nagyobbak az eltérések.



3.59 ábra Az ECHAM, GIS-ER és MRI klímamodellek felhőzeti változásából számolt relatív globálsugárzás változás területi átlaga a vizsgált 50 európai állomásra (referencia időszak 1975-2006)

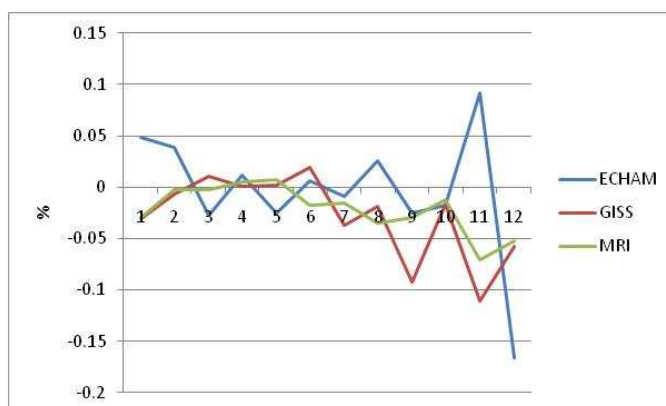
A továbbiakban megvizsgáltuk a három klímamodellek a globálsugárzás előrejelzéseit, hogy lássuk, miben tér el a mi modell+empíria kombinált közelítésünk attól, amit maguk a modellek számoltak a felszíni globálsugárzás változására. A vizsgált 50 állomás esetében kapott relatív globálsugárzás változás éves alakulását a 3.60 ábra mutatja. A globálsugárzás változásnak előrejelzésében jelentős bizonytalanságokat tapasztalunk, mind nagyságban, mint pedig előjelben. A 3.59 ábrán látható, egységesebb változások a sugárzás és a felhőzet közötti, általunk meghatározott empirikus kapcsolat alkalmazását bizonyítják. A 3.60 ábrán látható, esetenként előjelében is markánsan különböző eredmények arra utalnak, hogy a globálsugárzás számítása meglehetősen eltér az egyes modellek között. Ezt a bizonytalanságot csökkenteti a módszerünk, mely arra

utal, hogy az empirikus felhőzet-sugárzás kapcsolat reálishoz közelebbi eredményt ad, mint a modell parametrizációja.



3.60 ábra Az globálsugárzás átlagos változása az ECHAM, GIS-ER és MRI klímamodellek alapján a vizsgált 50 európai állomásra (referencia időszak 1975-2006)

A felhőzet mellett ugyanakkor vizsgáltuk a kihullható vízgőztartalom által kiváltott sugárzás változás alakulását is. Ebben az esetben a kihullható vízgőztartalomban tapasztalt változást a modellek által jelzett érték (2050-2075) és a 1983-2005 időszak ERA-INTERIM reanalízis kihullható vízgőztartalom értékeinek különbségeken határoztuk meg. A következő lépésben a 3.5.1 fejezetben kiszámított kihullható vízgőztartalom sugárzási hatásával (W/m^2) szoroztuk a változás mértékét, amely tulajdonképpen a globálsugárzás változást adja meg. A 3.61 ábra az ECHAM, GIS-ER és MRI klímamodellek által jelzett vízgőz változásból számolt relatív globálsugárzás változást mutatja. A 3.60 ábra értékeihez hasonlóan ismét kitűnik, hogy a vízgőz által okozott felhőmentes időben tapasztalt globálsugárzás változás két nagyságrenddel kisebb a minden kényszert figyelembe vevő változástól.



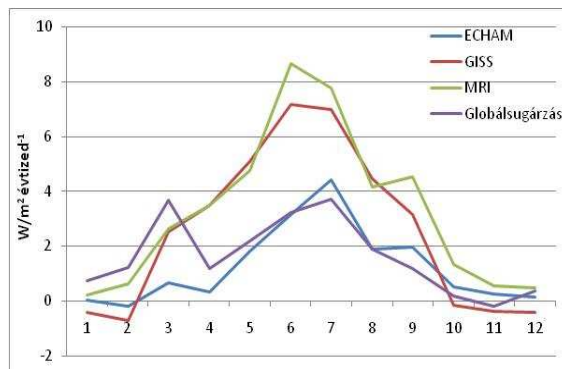
3.61 ábra Az ECHAM, GIS-ER és MRI klímamodellek vízgőz változásából számolt relatív globálsugárzás változás területi átlaga a vizsgált 50 európai állomásra (referencia időszak 1983-2005)

3.6.5 A múlt és a jövő globálsugárzás változásainak összehasonlítása

Ebben a fejezetben a globálsugárzás múltban tapasztalt évtizedes vetített változását vetjük össze a jövőre vonatkozó, fenti kombinált modell+empíria közelítéssel. A múltra vonatkozó trendek alapja a 3.3 ábra homogenizált adatsorokra vonatkozó (azzal a 3.34 ábra szerint igen szoros korrelációban levő) változata, a jövőre vonatkozóké pedig a 3.59 ábra.

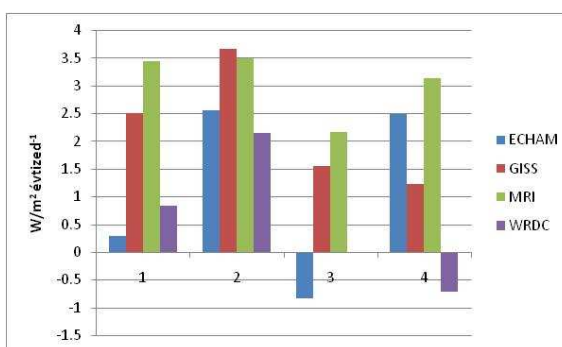
A vizsgált 50 európai állomásra egyrészt lineáris trendvizsgálattal meghatároztuk az 1975-2006-os időszakban tapasztalt globálsugárzás változásokat $W/m^2/évtized$ nagyságban (3.1.1 fejezet). Ugyanakkor meghatároztuk a változás intenzitását a modellezett becslések alapján is, ahol viszont a felhőzet-sugárzás empirikus kapcsolatot vettük figyelembe (3.59 ábra). A 3.62 ábra a felszíni homogenizált globálsugárzás adatok, valamint a modellfelhőzetre alapuló becslésekből előrejelzett sugárzásváltozás adatait mutatja. A három modellel és a múltbeli számításokkal kapott változások éves menete jó egyezést mutat. Éves átlagban az ECHAM, GIS-ER, MRI modellek, illetve a felszíni adatok rendre 1,25; 2,57; 3,27 és 1,60 $W/m^2/évtized$ változást adnak. Ugyanakkor az éves menetet tekintve a becslések egységesen egy jelentős nyári globálsugárzás növekedést jeleznek előre.

Amint látható, a három modell közül kettőt (GISS, MRI) felhasználva a jövőbeli változások gyorsabbak lesznek, mint amit eddig tapasztaltunk, míg a harmadik modell (ECHAM) és az empirikus kapcsolat kombinációja azzal nagyrészt megegyező, sőt a tél végén és tavasszal attól elmaradó változást eredményez.



3.62 ábra A felszíni adatok (globálsugárzás) valamint a ECHAM, GIS-ER és MRI klímamodellek felhőzeti előrejelzésére épülő globálsugárzás változás éves menete a vizsgált 50 állomás esetében

A globálsugárzás évtizedes változásának vizsgálatát a 3.5 ábrán bemutatott globálsugárzási zónára is meghatároztuk (3.63 ábra) összevetve a homogenizált felszíni globálsugárzás adatok által jelzett változás mértékét a modell+empíria kombinált becsléssel. A legjelentősebb változást a 2-es zóna, vagyis Közép-Európa területe mutatja, viszont ebben az esetben járnak leginkább együtt a különböző becslések. A 3-as és 4-es régióban az ECHAM és felszíni adatok megegyezően negatív (vagy 0) változást adnak, ez a globálsugárzás csökkenést jelzi Európa déli és északi részében. Mind a felszíni, mind pedig a ECHAM modell erre a két területre eltérő felhőváltozást ad (északon növekedés, délen csökkenés, 3.8 és 3.50 ábra), ami arra enged következtetni, hogy Európa északi régióban a felhőzet magyarázza a változást, a mediterrán térségben viszont ez nem egyértelmű.



3.63ábra A felszíni homogenizált globálsugárzás (WRDC), valamint az ECHAM, GIS-ER és MRI klímamodellek empirikus megközelítéssel kombinált becslései által jelzett globálsugárzás változásának éves menete Európa 4 zónájában

4. KÖVETKEZTETÉSEK

Számításaink ismertetésének a végére érve, a következő megállapításokat tehetjük, illetve ismételtetjük meg:

Rendelkezünk a globálsugárzás megfigyelt értékeiből számított megváltozás irányával és mértékével az 1975 és 2006 közötti, monoton melegedő időszakban 66 európai állomáson. Az így megállapított, lineáris együtthatók az állomások nagyobb hányadában pozitívak, azaz a melegedési tendenciával együtt a globálsugárzás növekedésére utalóak, különösen a szignifikáns együtthatók esetében, ahol az állomások 35%-a mutat növekedést, 11%-a pedig csökkenést. Ha csak a szignifikáns együtthatókat mutató állomásokat vesszük, akkor az éves átlagos relatív változás 1,23%/évtized ($1,74 \pm 0,30 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$), ha a nem szignifikáns változásokat is bevonjuk, akkor csak 0,7 %/évtized ($1,00 \pm 0,29 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$).

A szignifikáns kapcsolatot mutató állomások térbeli elrendeződése – az évszaktól is függő – térbeli csoportokba rendeződik. A globálsugárzás átlagértékei szerinti klaszteranalízis eredménye – amely nagyjából zonális képet mutat, négy elkülönülő osztállyal – egyszersmind jól elkülöníti ezeket az együtthatókat is. A legnagyobb százalékban szignifikáns változást mutató állomások (több, mint 60%) két csoportja a kontinens középső és délkeleti, valamint déli sávjában található, első esetében pozitív, a második esetében viszont negatív változásokkal a globálsugárzásban. A középső és északkeleti sáv mintegy 33%-ban mutat pozitív változásokat, míg az északi részen található állomások esetében, kisebb részarányban, de jelentős globálsugárzás csökkenés tapasztalható. A kontinens központi részén a globálsugárzás évtizedenkénti változása $+4,35 \pm 0,31$ (délkelet), illetve $+1,98 \pm 0,27$ (észak-kelet) Wm^{-2} , míg a déli és északi sávokban negatív változásokat tapasztalunk, rendre $-3,61 \pm 0,37$ és $-2,37 \pm 0,22 \text{ Wm}^{-2}$ értékekkel. E sugárzásbeli változások, a sokéves átlagérték relatív hányadában, rendre 3;0 1,6; -2,0 és -2,7 %/évtized.

A tapasztalt trendek mozaikos jellegét négyféle eljárással is megkíséreltük kiküszöbölni, illetve megmagyarázni. Ezek közül az első lépés, a nem lineáris (polinomiális) kapcsolatok keresése nem vezetett eredményre, mert a másod- és harmadfokú polinomok illesztése egyetlen régióban sem adott szignifikánsan jobb illeszkedést a lineárisnál.

Az együtthatók mozaikossága leginkább a felhőzet hasonlóan nem egységes időbeli alakulásával magyarázható. A globálsugárzás és a felhőzet havonkénti értékei között a korreláció az állomások 80 (június) – 100 (február)

százalékában szignifikáns. E korrelációs együttható a 12 hónap értékeinek átlagában 0,61 volt. Az évközi változékonyság időskáláján ugyanakkor az állomások csak 60%-ánál jelenik meg a fizikai kapcsolatnak megfelelő, ellentétes előjelű kapcsolat a globálsugárzás és felhőzet sokéves változásában.

Az adathibák vizsgálatánál a globálsugárzás felszíni megfigyeléseit összevetettük egy rövidebb, 1983-2005 között rendelkezésre álló műholdas becslés adatmezőivel, amelyekből elsőként pontszerű becsléseket származtattunk. A megfigyelések az év túlnyomó részében jól egyeztek, eltérések elsősorban a november-decemberi hónapokban tapasztalhatóak, melyek a műholdas adatszámítás pontatlanságaira (pl. a hótakaró nyomon követésének hiánya) utalnak. A felszínről megfigyelt felhőzet hasonló összevetése a műholdas becslésekkel még egyértelműbben igazolta a műholdas adatok szisztematikus hibáját, vagyis ebben az esetben a műholdas mérésekből származtatott adatok erősen torzítják a kis értékeket „felfelé”, a nagyokat pedig „lefelé”.

Az adatellenőrzés következő lépése a MASH homogenizálási eljárás alkalmazása volt. Az egymástól függetlenül, a fizikailag irreális töréspontoktól megszűrt, vagyis homogenizált globálsugárzás és felhőzet adatsorok között több esetben és magasabb szignifikanciájú kapcsolatot nyertünk az egyes állomásokon és hónapokban, mint a homogenizálatlan adatok esetében. Mindkét mennyiség egymástól független homogenizálása a nyers adatok közötti 0,61 értékű korrelációját átlagosan 0,70-re javította. A nyers és a homogenizált globálsugárzás adatsorok között az egyes hónapokban 0,94-0,98 közötti, szoros korreláció tapasztalható. A vizuális felhőzet inhomogenitásai nagyobbak voltak, bár a nyers és a korrigált adatok korrelációja itt is 0,89-0,94 között alakult. A homogenizálás, mint korrekció ugyanakkor nem befolyásolta számottevően a felhőzet és globálsugárzás közötti kapcsolat regressziós együtthatóit, így azok területi eltéréseit sem.

A globálsugárzás változásában tapasztal területi különbségek vizsgálata érdekében egy sugárzásátviteli modell és az ERA-INTERIM objektív reanalízis adatmezők kombinálásával számszerűsítettük a kihullható vízgőzmennyiség és az aeroszol koncentrációk lassú változásainak hatását a sugárzási mérlegre az 1983-2005 közötti időszakban. E számításokból kitűnt, hogy a kihullható vízgőzmennyiség évtizedes tendenciáinak hatása a felhőmentes globálsugárzásra az állomások átlagában $\pm 0,2 \text{ Wm}^{-2}$ között ingadozik az év egyes hónapjaiban, ami legalább egy nagyságrenddel kisebb a globálsugárzás fentebb ismertetett trendjeinél. Az

aeroszol koncentráció változásainak hatása – ugyancsak derült léghőmérsékletben, felső becslésként – az állomások átlagában évtizedenként $+1,0$ és $-1,5 \text{ Wm}^{-2}$ között alakul az egyes hónapokban.

Az aeroszol sugárzási hatásának vizsgálata alapján megállapítottuk, hogy az aeroszol okozta sugárzási hatás trendszerű változása felhőmentes esetben $+0,61 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$, ami összemérhető a felhőzetváltozások okozta sugárzási hatás nagyságához ($+1,6 \text{ W/m}^2/\text{évtized}$). A területi megoszlását vizsgálva megállapítható, hogy az aeroszol változások a globálsugárzáshoz hasonlóan mozaikos jelelűek. Természetesen, valós felhőzeti viszonyok között az aeroszol koncentráció időbeli változásainak hatása kisebb, különösen az északi, borultabb területeken, de e hatás összemérhető volta a felhőzet trendszerű változásaival valós viszonyokra is megállapítható.

A globális klímamodellek globálsugárzás becsléseit szembesítve azzal a megoldással, hogy a modellek szerint várható felhőzetváltozást szorozzuk a globálsugárzás és a felhőzet közötti, múltbeli regressziós együtthatóval, azt tapasztaltuk, hogy az utóbbi kombináció koherens, kisebb bizonytalanságú (kisebb szórású) eredményeket ad, mint maguknak a modelleknek a globálsugárzás prognózisa. Mindez alátámasztja az empirikus kapcsolatok elemzés ilyen jellegű, prognosztikai célú felhasználását is.

A felhőzetváltozások mennyiségi prognózisa segítségével előrejeleztük, hogy milyen előjelű és nagyságrendű változások várhatók az európai globálsugárzás adatsorokban az 2050-2075 időszakra, ha a felhőzetben a globális klímamodellek prognózisa szerinti változás lép fel. Az eredmény Európa középső részein, így a Kárpát-medencében is, valószínűleg jelentős sugárzásnövekedés, míg az északi és déli területeken kisebb változás, illetve sugárzás csökkenés.

5. ÖSSZEFOGLALÓ

A disszertációban a globálsugárzás sokéves változásának vizsgálata során sikerült az irodalomban leírt tendenciákat ellenőrizni Európában. A részletes vizsgálat eredményeképpen a globálsugárzás változásának jelentős területi különbségeire derült fény. A mozaikos térbeni elrendeződés okainak vizsgálata érdekében az adatok minőségének többoldalú ellenőrzésére, majd a sugárzási folyamatokat jelentősen befolyásoló légköri paraméterek sugárzás módosító hatásának számszerűsítésére került sor. Megállapítható, hogy a globálsugárzás alakulását a vizsgált időszakban a felhőzet, valamint nagyságrendben megegyező mértékben az aeroszol koncentráció vezérelte. A globális klímamodellek globálsugárzásra vonatkozó közvetlen előrejelzéseinek jelenleg tapasztalt nagy szórása a felhőzet és a globálsugárzás között az értekezésben feltárt, empirikus kapcsolatok beépítésével csökkenthetőnek bizonyult.

Értekezésünkben először meghatározzuk a globálsugárzás trendjeit Európa területén az 1975 és 2006 közötti monoton melegedő 32 évben. Az irodalomban megtalálható empirikus vizsgálatokhoz képest egy nagyobb adatbázist dolgoztunk fel, mely a globálsugárzás alakulásában sokkal változatosabb képet nyújt. Ez hozzásegít a globálsugárzás alakulását befolyásoló tényezők jobb lehatárolásához. Az irodalomban ilyen jellegű empirikus vizsgálat csupán kis számban, és kisebb térségekre (pl. pár állomás) található. Ennek fő oka a kellő térbeni és időbeni felbontású globálsugárzási és felhőzeti adatok hiánya. Éppen ezért a dolgozatban különös hangsúlyt fektettünk a rendelkezésre álló lehető legteljesebb adatbázisok kiválasztására. Ugyanakkor fontosnak tekintettük az adatminőség ellenőrzés beépítését is a vizsgálatba. A vizsgálat járulékos, közbenső eredménye a homogenizált globálsugárzás és felhőzeti adatsorok előállítása. A vizsgált műholdas mérések felszíni megfigyelésekkel való összehasonlítása szintén hiánypótló, főként a trendek összehasonlítása tekintetében. A szakirodalomban egyre több hasonló vizsgálatot találunk, mivel a felszíni adatok műholdas megfigyelésekkel való szembesítése egyre fontosabb (főleg a felhőzet esetében, ahol nagyon megritkult a rendszeres felszíni megfigyelés). Ugyanakkor eddig a származtatott adatok ellenőrzésére tevődött a hangsúly, amely elsősorban az algoritmusok pontosságát vizsgálta, nem pedig a hosszútávú változások trendjeit, ami a mérési sorozatban fellépő esetleges szisztematikus hibákra utalna (pl. a műholdak sugárzásmérő eszközeinek cseréje).

A légköri tényezők sugárzásmódosító hatásának vizsgálatára az irodalomban főként a determinisztikus modellek számítási eljárásait használják. A sugárzás hosszútávú előrejelzésénél viszont gondot okoz a befolyásoló tényezőkben külön-külön bekövetkező változások megállapítása, másrészt a modellbe épített sugárzásmódosító hatások pontos számszerűsítése. A dolgozatban az aeroszol és kihullható vízgőz mennyiség globálsugárzásra gyakorolt hatását sugárzásátviteli modellel határoztuk meg, a hatások sokéves alakulásához viszont már felszíni és műholdas adatsorokra volt szükségünk. A modell számításai illetve a mért adatok kombinációjából határoztuk meg a két légköri paraméter hatását a globálsugárzásra, felhőmentes esetben. Ez egy felső becslést ad a teljes hatásra, mivel a felhős esetekben ez a hatás kisebb.

Az aeroszol esetében a modell által számított sugárzásmódosító hatást empirikus módon előállított értékekkel is összevettük, a két közelítés jó egyezést mutatott. Ez megerősítette a számszerűsített aeroszol sugárzási hatás változásának megbízhatóságát, ami a szakirodalomban is sok esetben felmerül.

A globálsugárzás és a felhőzet közötti, a homogenizált adatsorokon alapuló együtthatók és a globális klímamodellel felhőzeti előrejelzéseinek kombinálása révén csökkenteni tudtuk a klímamodellek saját globálsugárzás-becslései között meglevő, nemritkán előjelbeli különbségeket. A fizikai modellezés és az empirikus kapcsolatalemzés e kombinációjával Európa északi és déli térségeiben a felszíni globálsugárzás csökkenése, míg középső, széles térségeiben – így a Kárpát-medencében is – a globálsugárzás növekedése várható.

Számítási eredményeink közvetlenül felhasználhatóak a napenergia aktív és passzív felhasználására alapozott stratégiák kialakításában éppúgy, mint a mezőgazdaság lehetőségeit taglaló előrejelzésekben.

Az empirikus és modellezési eljárásaink nyilvánvalóan más térségekre is alkalmazhatók, hiszen azokban semmilyen, csak Európában létező információt nem kellett felhasználnunk. A későbbiekben javasoljuk a sugárzásmérő állomások számának növelését elsősorban az észak- és északkelet-európai térségekben, ahol a legnagyobbak a változások, és ahol leginkább igaz, hogy a besugárzás lehet a zöldség fő korlátozó tényezője.

Ajánljuk továbbá az eredményeinket a Közép- és Dél-Európában élők figyelmébe, ahol a levegőminőségi mutatókhoz is szorosan kapcsolódó globálsugárzás változás burkoltan (gyakran figyelmen kívül hagyott módon) hozzájárul a már így is száraz természeti környezet vízveszteségéhez illetve a nyári humán komfort további romlásához.

6. CONCLUSIONS

Based on our analyses we can conclude the followings:

The sign and magnitude of multiannual changes in global radiation have been determined for 66 European stations for the period of 1975-2006 showing continuous warming tendencies. Linear trends of ground-based WRDC global radiation data show overall positive changes parallel with increase in temperature over Europe. This increase in global radiation is more accentuated if the statistically significant cases are taken into account only. 35% of the stations are shows significant positive changes and 11% of the stations indicate negative trends. There is a difference in the magnitude of the global radiation change in the case of significant cases, and if we consider all changes including stations with non significant trends as well. In the first case the relative decadal annual change in global radiation is 1.23% ($1.74 \pm 0.30 \text{ W/m}^2$), in the second case these change are smaller, 0.7% ($1.00 \pm 0.29 \text{ W/m}^2$).

It has been argued that the spatial distribution of the trends detected in global radiation has a variation over the seasons and can be grouped in regions also. Based on multiannual global radiation averages 4 solar regions have been delimited in Europe using k-mean method. These regions show strong zonality, and are denoting different magnitude in global radiation changes as well. Groups with highest relative number of stations show significant trends (more then 60%) is located in the centre/southeastern part and the southern part of the continent, first one shows a positive, second one a negative significant change in solar radiation. 33% of the stations in the center/northeastern part of the continent show positive changes is global radiation, while a decrease in global radiation is detected in the northern part of the continent. Taking into account the magnitudes of the changes, the positive decadal changes of the central part of the continent are $+4.35 \pm 0.31 \text{ Wm}^{-2}$ (southeastern) and 1.98 ± 0.27 (northeastern) Wm^{-2} . Negative changes are detected in the southern and northern part of the continent, with values of -3.61 ± 0.37 and $-2.37 \pm 0.22 \text{ Wm}^{-2}$ /decade respectively.

The magnitudes of relative changes in global radiation (compared to the multiannual averages) are 3.0; 1.64; -2.05 and -2.73%/decade, respectively.

The mosaic-like spatial distribution of global radiation trends is argued in four discussions. The first one deals with the non-linearity of the trends. However the nonlinear approaches, namely the second and third

order polynomial estimations do not give better fittings than the linear one in none of the regions.

The mosaic-like distribution of global radiation changes can be explained mainly by the similar mosaic-like multiannual variation of cloudiness. In June the 80% of the stations show significant correlation between monthly global radiation and cloudiness data at 95% probability, in the case of February this value is 100%. In the case of the annual data the correlation coefficient is 0.61, also significant at 95% probability. In the same time the simultaneous annual variability of global radiation and cloudiness with opposite sign is indicated only in the 60% of the cases.

The quality control of ground-base data is elaborated firstly by comparing them with point-wise extracted values of satellite-derived global radiation products for the period of 1983-2005. The two databases show good fitting in monthly data, the differences found in November and December have been originated from systematic errors of satellite retrieving (eg. the presence of snow surfaces). The verification of visual cloudiness data with satellite derived cloud fraction products yields similar results, the satellite derived data containing systematic errors in this case as well has large biases in the cases of lower and upper values.

The second approach of data quality control consists in the MASH homogenization process. Both the global radiation and cloudiness data has been independently homogenized. As the consequence of the method eliminating the physically irrelevant break points from the datasets, the homogenised dataset indicate more and stronger significant relationships between global radiation and cloudiness data. Thus the correlation coefficient of 0.61 relating rough annual data is enhanced to 0.70 in the case of homogenized ones. The differences between rough and homogenised data quantified also by correlation coefficients show good agreements. In the case of global radiation data these values vary between 0.94 -0.98 in monthly data, the correlations between monthly rough and homogenized cloudiness data indicate more in inhomogeneities in rough data, but are still high enough, 0.89-0.94. Considering strong correlation between homogenized global radiation and cloudiness data the regression coefficient do not explain considerably the spatial distribution of trends with different signs.

In order to elaborate further analyzes of the spatial patterns presented in global radiation trends the radiative effect induced by water vapour and aerosols have been quantified for the period of 1983-2005 combining radiative transfer model outputs with ERA INTERIM reanalyses data fields.

It can be argued that the radiative effect of water vapour on clear sky global radiation exhibits $\pm 0,18 \text{ Wm}^{-2}$ being smaller by an order of magnitude from the changes detected in global radiation. The radiative effect induced by aerosols also in the case of clear sky global radiation is varying between $+1.0$ and -1.5 Wm^{-2} over Europe.

The multiannual variation of aerosol radiation effect in clear sky situation is considered to have the same order of magnitude ($-0.13 \text{ W/m}^2/\text{decade}$) as the radiation effect induced by the cloudiness (-1.2 W/m^2 with 1% cloudiness changes). Regarding the spatial distribution of aerosol radiation trends can affirm that this shows a similar mosaic-like pattern as in the case of global radiation trends. Certainly, the multiannual changes of aerosol concentrations has less effect on radiation in all sky situations, mainly in the northern part of the continent showing remarkable cloud amounts. However these changes can be estimated based on cloudiness trends because of the correspondence in magnitudes in the case of the two radiation effect (namely of the clouds and of the aerosols).

Regarding the future projection of global radiation changes the downward shortwave radiation outputs of global climate models have been compared with estimations elaborated by combining modeled cloudiness changes with the regression coefficient empirically determined between global radiation and cloudiness. The new approach is able to estimate global radiation changes in more coherent way as the global climate models do with own built-in parameterizations.

Projections of global radiation (including sign and magnitude) for the period of 2050-2075 are elaborated for different regions of Europe, taking into account the cloudiness changes estimated by the global climate models. The results show an overall increase in global radiation in the center part of Europe including Carpatian Basin. In the northern and southern parts of the continent these changes are more balanced, even with slight negative signs.

7. SUMMARY

In our Theses we could test the multiannual tendencies of global radiation for Europe described in the literature. As a result of detailed analyses considerable spatial differences in the changes of global radiation occurred. To explain this sporadic arrangement of these trends, several ways of data quality control and also quantitative characterisation of radiation modifying role of the key atmospheric components. We could establish that the global radiation was mainly determined by the cloudiness and by the aerosol concentration in similar magnitude. The large uncertainty of the global radiation predictions experienced by comparing the results of the global climate models could be reduced by combining the cloud cover predictions with the empirical relationships between the global radiation and cloudiness.

Trends of the global radiation were determined for the 32 years period 1975-2006 over Europe. This data base is larger than those used by the empirical studies found in the literature. Hence, the spatial diversity is also wider than in the previously published papers. The longer series also help us in better delimitation of the factors influencing the global radiation changes. Hence we wanted to use the widest available set of data, though incorporating data quality issues into our analyses were also one of the key aspects. By-products of our analyses are the homogenised global radiation and visual cloudiness data series. Comparison of the investigated space- and surface-based observation is also unique especially as related to the trends. One can find several similar studies in the literature, since this is becoming more and more important, especially for cloudiness for which the surface based operational observation is in continuous reduction. These studies, however, focus on the data production algorithms not the trends in the different types of data which, in turn, could point at systematic errors in the series (e.g. change of satellite observing devices).

Radiative effects of the various atmospheric components are mainly based on computation algorithms of deterministic models. The long-term prediction of the global radiation is, however, largely affected the lack of knowledge on future tendencies of these components and the differences of the estimations by the different radiation codes.

Radiative effects of the aerosols and precipitable water content is also computed by a radiation transfer model in our study, too, but to compute their multiannual changes we also used surface and space-based data, as well. This combination of the model and the observations were

used to estimate the radiative effects of these components on the global radiation in cloudless atmosphere providing an upper estimation of the real effects since in presence of clouds these effects are somewhat reduced.

This estimation was compared with a clearly empirical way of estimation and the two approaches were found to be similar. This supports the certainty of our estimates on aerosol effects which is a frequent issue in the scientific literature.

Large differences between the climate model outputs regarding the global radiation, which do often differ in the sign of the changes, could be fairly reduced by our combination of the cloudiness predictions with the empirical relationships between the global radiation and cloudiness. This combination of the physical modelling and empirical analysis yields decreases of the global radiation in the northern and southern belts of Europe, whereas in the wide middle belt, including the Carpathian Basin, we can expect increase of the global radiation.

Results of our computations can directly be used in strategies for active and passive use of solar energy, as well, as in scenarios of alternative for the agriculture.

Our empirical and modelling approaches can obviously be used in other regions, as well, since no information was used which was available only for Europe. We should recommend to increase the number of radiation observations, especially in the northern and north-eastern parts of Europe, where the changes are the strongest, and where the radiation may be the most important limiting factor of green-mass production.

We also recommend our results into the attention of people living in Central and Southern Europe where the increase of the global radiation contributes to the drying tendencies and further deterioration of the human comfort.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném hálás köszönetemet kifejezni mindazoknak, akik doktori tanulmányom alatt és disszertációm elkészítésébe nyújtottak segítséget.

Elsőként is nagyon köszönöm témavezetőimnek, Prof. Dr. Mika Jánosnak és Dr. habil. Tar Károlynak azt a kitartó és felbecsülhetetlen segítségét, melyet a doktori iskolám első pillanatától folyamatosan nyújtottak. Szakmai hozzáállásuk és emberségük örök példa lesz előttem.

Hálás köszönetemet fejezem ki a Debreceni Egyetem Meteorológia Tanszék minden jelenlegi és volt tagjának, külön Dr. habil. Szegedi Sándor, Lázár Istvánnak, Tóth Tamásnak, akik folyamatosan segítséget nyújtottak a debreceni tanulmányaim zökkenőmentes lebonyolításában. Külön szeretném megköszönni Bíróné Dr. Kircsi Andreának a felbecsülhetetlen segítségét, barátságát, akihez bármikor, bármilyen szakmai vagy adminisztrációs ügyben bátran fordulhattam. Ugyanakkor köszönöm kollegáimnak, a Babeş-Bolyai Tudományegyetem Magyar Földrajzi Intézet tanárainak bizalmát és segítségét a disszertáció megírása alatt.

A dolgozat elkészítéséhez szükséges adatok, technikai információk rendelkezésre bocsátásáért, valamint értékes szakmai tanácsaiért szeretnék köszönetet mondani Albert Tóth Istvánnak (Babeş-Bolyai Tudományegyetem), Arturo Sancheznek (ETH Zürich), Imecs Zoltánnak (Babeş-Bolyai Tudományegyetem), Jörg Trentmann-nak (EUMETSAT), Martin Wildnek (ETH Zürich), Ryan Eastman (Washingtoni Egyetem), Szentimrey Tamásnak (Országos Meteorológia Szolgálat) és Tamás Gergőnek (Babeş-Bolyai Tudományegyetem).

Köszönöm mindazon barátaimnak, rokonaimnak, ismerőseimnek, akik a doktori tanulmányaim alatt nyújtottak segítséget utazási, szállási, szervezési gondoknál. És nem utolsó sorban hálásan köszönöm családomnak a doktori tanulmányaim során tanúsított töretlen türelmet, támogatást és bizalmat.

Felhasznált irodalom

1. ABAKUMOVA, G. M., E. M.FEIGELSON, V. RUSSAK, V. V.STADNIK, (1996), Evaluation of long-term changes in radiation, cloudiness and surface temperature on the territory of the former Soviet Union, *Journal of Climate*, 9, 1319–1327, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<1319:EOLTCL>2.0.
2. ABAKUMOVA, G. M., E. V.GORBARENKO, E. I.NEZVAL, O. A.SHILOVTSEVA, (2008), Fifty years of actinometrical measurements in Moscow, *International Journal of Remote Sensing*, 29, 2629–2665, doi:10.1080/01431160701767500
3. AKSOY, B., (1997), Variations and trends in global solar radiation for Turkey, *Theoretical and Applied Climatology*, 58, 71–77, doi:10.1007/BF00867433
4. ALPERT, P., P.KISHCHA, Y. J. KAUFMAN, R. SCHWARZBARD, (2005), Global dimming or local dimming? Effect of urbanization on sunlight availability, *Geophysical Research Letters*, 32, L17802, doi:10.1029/2005GL023320
5. AUER, I., R.BÖHM, A.JURKOVIC, W. LIPA, A. ORLIK, R.POTZMANN, W. SCHÖNER, M. UNGERSBÖCK, C. MATULLA, K. BRIFFA, P. JONES, D. EFTHYMIADIS, M. BRUNETTI, T. NANNI, M. MAUGERI, L. MERCALL, O. MESTRE, J. M. MOISSELIN, M. BEGERT, G. MÜLLER-WESTERMEIER, V. KVETON, O. BOCHNICEK, P. STASTNY, M. LAPIN, S. SZALAI, T. SZENTIMREY, T. CEGNAR, M. DOLINAR, M. GAJIC-CAPKA, K. ZANINOVIC, Z. MAJSTOROVIC, E. NIEPLOVA (2007), HISTALP - Historical Instrumental Climatological Surface Time Series of the Greater Alpine Region, *International Journal of Climatology*, 27, 17–46
6. BADESCU, V., C. A. GUEYMARD, S. CHEVAL, C. OPREA, M. BACIU, A. DUMITRESCU, F. IACOBESCU, I. MILOS, C. RADA, (2013a), Accuracy analysis for fifty-four clear-sky solar radiation models using routine hourly global irradiance measurements in Romania, *Renewable Energy*, 55, 85–103
7. BADESCU, V., A. DUMITRESCU, (2013b), The CMSAF hourly solar irradiance database (product CM54): Accuracy and bias corrections with illustrations for Romania (south-eastern Europe), *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 93 (2013) 100–109

8. BARTÓK. B., (2010), Changes in solar energy availability for south-eastern Europe with respect to global warming, *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 35, 1–2, 63–69
9. BARTÓK, B., J. MIKA, Z.–F. IMECS, K. TAR, (2012), Spatial distribution of cloudiness averages and tendencies over Europe, comparing visual and satellite observations, 12th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2012, *Proceedings SGEM 2012*, SGEM, 1314-2704, doi: 10.5593/SGEM2012/S17.V4024, 419–426
10. BELLA SZ., Gy. MAJOR, Z. NAGY (2006), Napenergia, mint megújuló energiaforrás – magyarországi lehetőségek, In. *Magyarországi szél és napenergia kutatás eredményei*, Szerk. Dobi Ildikó, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest
11. BERRISFORD, P., D. P. DEE, K. FIELDING, M. FUENTES, P. KÅLLBERG, S. KOBAYASHI, S. M. UPPALA, (2009), *The ERA-Interim Archive*, ERA Report Series No. 1, ECMWF: Reading, UK
12. BEYER, H. G., C. COSTANZO, D. HEINEMANN, (1996), Modifications of the heliosat procedure for irradiance estimates from satellite images, *Solar Energy*, 56, 207–212
13. CANO, D., J. M. MONGET, M. ALBUISSON, H. GUILLARD, N. REGAS, L. WALD, (1986), A method for the determination of the global solar-radiation from meteorological satellite data, *Solar Energy*, 37, 31–39,
14. CESS, R. D., P. M. UDELHOFEN, (2003), Climate change during 1985–1999: Cloud interactions determined from satellite measurements, *Geophysical Research Letters*, 30, 1019, doi:10.1029/2002GL016128
15. CHIACCHIO, M., M. WILD, (2010), Influence of NAO and clouds on long-term seasonal variations of surface solar radiation in Europe, *Journal of Geophysical Research*, VOL. 115, D00D22, doi:10.1029/2009JD012182
16. DAI, A., (2006), Recent climatology, variability and trends in global surface humidity, *Journal of Climate*, 19, 3589–3606,
17. DEE, D. P., S. UPPALA, et al., (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society*, 137, 566
18. DIM, J. R., H. MURAKAMI, T. Y. NAKAJIMA, B. NORDELL, A. K. HEIDINGER, T. TAKAMURA, (2011), The recent state of the climate: Driving components of cloud-type variability, *Journal of Geophysical Research*, 116, D11117, doi:10.1029/2010JD014559

19. DUTTON, E. G., D. W. NELSON, R. S. STONE, D. LONGENECKER, G. CARBAUGH, J. M. HARRIS, J. WENDELL, (2006), Decadal variations in surface solar irradiance as observed in a globally remote network, *Journal of Geophysical Research*, 111, D19101, doi:10.1029/2005JD006901
20. DYBBROE, A., A. THOSS, K.-G. KARLSSON, (2005b), NWC SAF AVHRR cloud detection and analysis using dynamic thresholds and radiative transfer modeling - Part II: Tuning and validation, *Journal of Applied Meteorology*, 44, 55-71
21. DYBBROE, A., A. THOSS, K.-G. KARLSSON, (2005a), NWC SAF AVHRR cloud detection and analysis using dynamic thresholds and radiative transfer modeling—Part I: Algorithm description, *Journal of Applied Meteorology*, 44, 39-54
22. EASTMAN R., S. G. WARREN, (2012), Land Cloud Update 1997-2009, Appended to: Cloud climatology for land stations worldwide, 1971-1996, NDP-026D Carbon Dioxide Information Analysis Center, Internet publication and data <http://cdiac.ornl.gov/epubs/ndp/ndp026d/ndp026d.html>
23. EASTMAN, R., S. G. WARREN, (2013), A 39-Yr Survey of Cloud Changes from Land Stations Worldwide 1971–2009: Long-Term Trends, Relation to Aerosols, and Expansion of the Tropical Belt, *Journal of Climate*, 26, 1286–1303, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00280.1>
24. ECMWF, (2006), IFS DOCUMENTATION – Cy31r1 Operational implementation 12 September 2006, PART IV: PHYSICAL PROCESSES, <http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/CY31r1/PHYSICS/IFSPart4.pdf>
25. EUMETSAT, (2012), Satellite Application Facility on Climate Monitoring, Algorithm Theoretical Basis Document, CM SAF Cloud, Albedo, Radiation dataset, AVHRR-based, Edition 1 (CLARA-A1) Cloud Products, http://www.cmsaf.eu/bybw/generator/CMSAF/Content/Publication/atbd_pdf/SAF_CM_DWD_ATBD_GAC_CLD_1.1_templateId=raw.property=publicationFile.pdf/SAF_CM_DWD_ATBD_GAC_CLD_1.pdf
26. EUMETSAT, (2013), Satellite Application Facility on Climate Monitoring, Algorithm Theoretical Baseline Document, Meteosat

(MVIRI) Solar Surface Irradiance and effective Cloud Albedo Climate Data Sets,
http://www.cmsaf.eu/bvbw/generator/CMSAF/Content/Publication/SAF_CM_DWD_PUM_MVIRI_HEL_1_4.templateId=raw.property=publicationFile.pdf/SAF_CM_DWD_PUM_MVIRI_HEL_1_4.pdf

27. FOLINI D., M. WILD, (2011), Aerosol emissions and dimming/brightening in Europe: Sensitivity studies with ECHAM5-HAM, Journal Of Geophysical Research, Vol. 116, D21104, doi:10.1029/2011JD016227
28. GERESDI, I., (2004), Felhőfizika, Dialóg Campus Kiadó, Budapest–Pécs
29. GILGEN, H., A. ROESCH, M. WILD, A. OHMURA, (2009), Decadal changes of shortwave irradiance at the surface in the period 1960 to 2000 estimated from Global Energy Balance Archive, Journal of Geophysical Research, 11, 4, D00D08, doi:10.1029/2008JD011383
30. GILGEN, H., M. WILD, A. OHMURA, (1998), Means and trends of shortwave irradiance at the surface estimated from GEBA, Journal of Climate, 11, 2042–2061
31. HAHN, C. J., S. G. WARREN, (2003), Cloud Climatology for Land Stations Worldwide, 1971–1996, NDP-026D, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN, doi: 10.3334/CDIAC/cli.ndp026d
<http://cdiac.ornl.gov/epubs/ndp/ndp026d/ndp026d.html>
32. HAMMER, A., D. HEINEMANN, C. HOYER, R. KUHLEMANN, E. LORENZ, R. MÜLLER, H. BEYER, (2003), Solar energy assessment using remote sensing technologies, Remote Sensing of Environment, 86 (3), 423432
33. HARRISON, E. F., P. MINNIS, B. R. BARKSTROM, V. RAMANATHAN, R. D. CESS, G. G. GIBSON, (1990), Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment, Journal of Geophysical Research 95, 18,687–18,703
34. HATZIANASTASSIOU, N., et al., (2005), Global distribution of Earth's surface shortwave radiation budget, Atmospheric Chemistry and Physics, 5, 2847–2867
35. HATZIANASTASSIOU, N., A. GKIKAS, N. MIHALOPOULOS, O. TORRES, B. D. KATSOLIS, (2009), Natural versus anthropogenic aerosols in the eastern Mediterranean basin derived from multiyear TOMS and MODIS satellite data, Journal of Geophysical Research, Vol. 114, D24202, doi:10.1029/2009JD011982

36. HENDERSON-SELLERS, A., (1992), Continental cloudiness changes this century, *GeoJournal*, 27, 255–262
37. HINKELMAN, L. M., P. W. STACKHOUSE Jr., B. A. WIELICKI, T. ZHANG, S. R. WILSON, (2009), Surface insolation trends from satellite and ground measurements: Comparisons and challenges, *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1029/2008JD011004,
38. IPCC, (2007), Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Ed.: SOLOMON, S., D. Qin, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K. B. AVERYT, M. TIGNOR, H. L. MILLER, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA
39. JACOBOWITZ, H., STOWE, L. L., OHRING, G., HEIDINGER A., KNAPP, K., NALLI, N. R., JACOBOWITZ, H., (2003), The Advanced Very High Resolution Radiometer Pathfinder Atmosphere (PATMOS) climate dataset: A resource for climate research, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84, 785–793J
40. JONES, P. D., D. E. PARKER, T. J. OSBORN, K. R. BRIFFA, (2013), Global and hemispheric temperature anomalies—land and marine instrumental records, In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn, USA doi: 10.3334/CDIAC/cli.002
41. JUSTYÁK J., K TAR, (1994), Debrecen éghajlata, *KLTE Kiadó*, Debrecen
42. KAISER, D. P., (2000), Decreasing cloudiness over China: An updated analysis examining additional variables, *Geophysical Research Letters*, 27, 2193–2196, doi:10.1029/2000GL011358
43. KAISER, D. P., (1998): Analysis of total cloud amount over China, 1951–1994, *Geophysical Research Letters*, 25, 3599–3602
44. KIEHL, J., K. TRENBERTH, (1997), Earth's annual global mean energy budget, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 197–206
45. KINNE S., M. SCHULZ, C. TEXTOR, S. GUIBERT, Y. BALKANSKI, S. E. BAUER, T. BERNTSEN, T. F. BERGLEN, O. BOUCHER, M. CHIN, W. COLLINS, F. DENTENER, T. DIEHL, R. EASTER, J. FEICHTER, D. FILLMORE, S. GHAN, P. GINOUX, S. GONG, A. GRINI, J. HENDRICKS, M. HERZOG, L. HOROWITZ, I. ISAKSEN, T. IVERSEN, A. KIRKEVÅG, S. KLOSTER, D. KOCH, J. E. KRISTJANSSON, M. KROL, A. LAUER, J. F. LAMARQUE, G. LESINS, X. LIU, U. LOHMANN, V. MONTANARO, G. MYHRE, J. PENNER, G. PITARI, S. REDDY, O. SELAND, P. STIER, T.

- TAKEMURA, X. Tie (2006), An AeroCom initial assessment optical properties in aerosol component modules of global models, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 1815–1834
46. KISHCHA, P., B. STAROBINETS, P. ALPERT, (2007), Latitudinal variations of cloud and aerosol optical thickness trends based on MODIS satellite data, *Geophysical Research Letters*, 34, L05810, doi:10.1029/2006GL028796
 47. KOKHANOVSKY, A., (2004), Optical properties of terrestrial clouds, *Earth-Science Reviews*, 64, 189–241
 48. KONDRATYEV, K. Ya., V. I. BINENKO, (1984), *Impact of Cloudiness on Radiation and Climate*, Gidrometeoizdat, Leningrad
 49. LIEPERT, B. G., (1997), Recent changes in solar radiation under cloudy conditions in Germany, *International Journal of Climatology*, 17, 1581–1593
 50. LIEPERT, B. G., (2002), Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990, *Geophysical Research Letters*, 29(10), 1421, doi:10.1029/2002GL014910
 51. LIEPERT, B. G., G. J. KUKLA, (1997), Declines in global solar radiation with increased horizontal visibility in Germany between 1964 and 1990, *Journal of Climate*, 10, 2391–2401
 52. LIEPERT, B. G., J. FEICHTER, U. LOHMANN, E. ROECKNER, (2004), Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and moister world?, *Geophysical Research Letters*, 31, L06207, doi:10.1029/2003GL019060, doi:10.1029/2006GL028031
 53. LIEPERT, B. G., P. FABIAN, H. GRASSL, (1994), Solar radiation in Germany: Observed trends and assessment of their causes: Part I, Regional approach, *Contributions to Atmospheric Physics*, 67, 15–29
 54. LIOU, K. N., (2002), *Introduction to Atmospheric Radiation*, Academic Press, New-York
 55. LJUNG, G., G. BOX, (1978), On a Measure of Lack of Fit in Time Series Models, *Biometrika*, 65, 297–303
 56. MAJOR, Gy. (1979), *A napsugárzás Magyarországon 1958-1972 között, Országos Meteorológiai Szolgálat Hivatalos kiadványa*, 10
 57. MAUGERI M., Z. BAGNATTI M. BRUNETTI T. NANNI, (2001), Trends in Italian cloud amount 1951–1996, *Geophysical Research Letters*, 28, 4551–4554

58. MATYASOVSKY, I., (2002), Statisztikus klimatológia, Idősorok elemzése, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest
59. MAYER, B., A. KYLLING, (2005), Technical note: the libRadtran software package for radiative transfer calculations — description and examples of use, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 1855–1877 doi:1680-7324/ac p/2005-5-1855
60. MCCONNELL, J. R., R. EDWARDS, G. L. KOK, M. G. FLANNER, C. S. ZENDER, E. S. SALTZMAN, J. R. BANTA, D. R. PASTERIS, M. M. CARTER, J. D. W. KAHL, (2007), 20th-century industrial black carbon emissions altered arctic climate forcing, *Science*, 317, 1381–1384, doi:10.1126/science.1144856
61. MENON, S., V. K. SAXENA, P. DURKEE, B. N. WENNY, K. NIELSEN, (2002), Role of sulfate aerosol in modifying the cloud albedo: a closure experiment, *Atmos, Res*, 61, 169–187
62. MERCADO, L. M., N. BELLOUIN, S. SITCH, O. BOUCHER, C. HUNTINGFORD, M. WILD, P. M. COX, (2009), Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink, *Nature*, 458, 1014–1017, doi:10.1038/nature07949
63. MINNIS, P., J. K. AYERS, R. PALIKONDA, D. PHAN (2004), Contrails, cirrus trends, and climate, *Journal of Climate*, 17, 1671–1685
64. MISHCHENKO, M. I., I. V. GEOGDZHAYEV, W. B. ROSSOW, B. CAIRNS, B. E. CARLSON, A. A. LACIS, L. LIU, L. D. TRAVIS, (2007), Long-term satellite record reveals likely recent aerosol trend, *Science*, 315, 1543, doi:10.1126/science.1136709
65. MUELLER, R., C. MATSOUKAS, A. GRATZKI, H. BEHR, R. HOLLMANN, (2009), The CM-SAF operational scheme for the satellite based retrieval of solar surface irradiance — a LUT based eigenvector hybrid approach, *Remote Sensing of Environment*, 113 (5), 1012–1024, doi:10.1016/j.rse.2009.01.012
66. NAGY, Z., (2005), Budapest globálsugárzási adatsora 1936–2004, *Légkör*, 50, 4, 2–7
67. NORRIS, J. R., M. WILD, (2007), Trends in aerosol radiative effects over Europe inferred from observed cloud cover, solar “dimming,” and solar “brightening”, *Journal of Geophysical Research*, 112, D08214, doi:10.1029/2006JD007794
68. NORRIS, J. R., (2005), Multidecadal changes in near-global cloud cover and estimated cloud cover radiative forcing, *Journal of Geophysical Research*, 110, D08206, doi:10.1029/2004JD005600

69. OHMURA, A., (2009), Observed decadal variations in surface solar radiation and their causes, *Journal of Geophysical Research*, 114, D00D05, doi:10.1029/2008JD011290
70. OHMURA, A., (2009), Observed decadal variations in surface solar radiation and the ircauses, *Journal of Geophysical Research*, 114, D00D05, doi: 10,1029/2008JD011290,
71. OHMURA, A., A. BAUDER, H. MUELLER, G. KAPPENBERGER, (2007), Long-term change of mass balance and the role of radiation, *Ann, Glaciol*, 46, 367–374, doi:10.3189/172756407782871297
72. OHMURA, A., H. LANG, (1989), Secular variation of global radiation over Europe, in *Current Problems in Atmospheric Radiation*, edited by J. Lenoble and J. F. Geleyn, Deepak, Hampton VA, 98–301
73. OHMURA, A., H. GILGEN, H. HEGNER, G. MÜLLER, M. WILD, E. G. DUTTON, B. FORGAN, C. FRÖHLICH, R. PHILIPONA, A. HEIMO, G. KÖNIG-LANGLO, B. MCARTHUR, R. PINKER, C. H. WHITLOCK, K. DEHNE (1998), Baseline surface radiation network, a new precision radiometry for climate research, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 2115–2136, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<2115:BSRNBW>2.0.CO;2
74. OHMURA, A., H. GILGEN, M. WILD, (1989), Global energy balance archive GEBA, World Climate Program - Water Project A7, *Zuercher Geogra-fische Schriften*, 34, 62, Verlag der Fachvereine, Zürich,
75. OHVRIL, H., H. OHVRIL, H. TERAL, L. NEIMAN, M. KANNEL, M. UUSTARE, M. TEE, V. RUSSAK, O. OKULOV, A. JÖEVEER, A. KALLIS, T. OHVRIL, E. I. TEREZ, G. A. TEREZ, G. K. G., G. M. ABAKUMOVA, E. V. GORBARENKO, A. V. TSVETKOV, N. LAULAINEN, (2009) Global dimming/brightening versus atmospheric column transparency and volcanic activity, *Journal of Geophysical Research*, 114, D00D12, doi:10.1029/2008JD010644
76. PAPANIMAS, C. D., N. HATZIANASTASSIOU, C. MATSOUKAS, M. KANAKIDOU, N. MIHALOPOULOS, I. VARDAVAS (2012), The direct effect of aerosols on solar radiation over the broader Mediterranean basin *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, 7165–7185
77. PEARSON, A. V., H. O. HARTLEY, (1972), *Biometrika Tables for Statisticians*, Vol 2, Cambridge, England, Cambridge University Press
78. PHILIPONA, R., K. BEHRENS, C. RUCKSTUHL, (2009), How declining aero-sols and rising greenhouse gases forced rapid warming in

- Europe since the 1980s, *Geophysical Research Letters*, 36, L02806, doi:10.1029/2008GL036350
79. PINKER, R. T., B. ZHANG, E. G. DUTTON, (2005): Do Satellites Detect Trends in Surface Solar Radiation?, *Science*, 308, 850 – 854
 80. POSSELT R., R. W. MUELLER, R. STÖCKLI, J. TRENTMANN, (2012), Remote sensing of solar surface radiation for climate monitoring — the CM-SAF retrieval in international comparison, *Remote Sensing of Environment*, 118, 186–198
 81. POSSELT, R., R. MÜLLER, R. STÖCKLI, J. TRENTMANN, (2011), CM SAF Surface Radiation MVIRI Data Set 1,0 - Monthly Means / Daily Means / Hourly Means, Satellite Application Facility on Climate Monitoring, DOI:10.5676/EUM_SAF_CM/RAD_MVIRI/V001, http://dx.doi.org/10.5676/EUM_SAF_CM/RAD_MVIRI/V001
 82. POWER, H. C., D. M. MILLS, (2005), Solar radiation climate change over South Africa and an assessment of the radiative impact of volcanic eruptions, *International Journal of Climatology*, 25, 295–318, doi:10.1002/joc.1134
 83. RAMANATHAN, V., P. J. CRUTZEN, J. T. KIEHL, D. ROSENFELD, (2001), Aerosol, climate and the hydrological cycle, *Science*, 294, 2119–2124, doi:10.1126/science.1064034
 84. ROBOCK, A., H. LI, (2006), Solar dimming and CO₂ effects on soil moisture trends, *Geophysical Research Letters*, 33, L20708, doi: 10.1029/2006GL027585
 85. RODERICK, M. L., G. D. FARQUHAR, (2002), The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years, *Science*, 298, 1410–1411
 86. ROECKNER, E., R. BROKOPF, M. ESCH, M. GIORGETTA, S. HAGEMANN, L. KORNBLUEH, E. MANZINI, U. SCHLESE, U. SCHULZWEIDA, (2006), Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model, *Journal of Climate*, 19, 3771–3791, doi:10.1175/JCLI3824.1
 87. ROGERSON, P. A., (2011), *Statistical Methods for Geography, A student's Guide*, SAGE Publications Ltd, IIIth Edition, London
 88. ROMANOU, A., B. LIEPERT, G. A. SCHMIDT, W. B. ROSSOW, R. A. RUEDY, Y. ZHANG, (2007), 20th Century changes in surface solar irradiance in simulations and observations, *Geophysical Research Letters*, 34, L05713, doi:10.1029/2006GL028356
 89. ROSENFELD, D., U. LOHMANN, G. B. RAGA, C. D. O'DOWD, M. KULMALA, S. FUZZI, A. REISELL, M. O. ANDREA, (2008), Flood or

- drought: How do aerosols affect precipitation?, *Science*, 321, 1309–1313, doi:10.1126/science.1160606
90. ROSSOW, W.B., E.N. DUEÑAS (2004) The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) web site, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 167–172
 91. RUCKSTUHL, C., et al., (2008), Aerosol and cloud effects on solar brightening and the recent rapid warming, *Geophysical Research Letters*, 35, L12708, doi:10.1029/2008GL034228
 92. RUCKSTUHL, C., J. NORRIS, (2009), How do aerosol histories affect solar “ dimming” and “brightening” over Europe?: IPCC- AR4 models versus observations, *Journal of Geophysical Research*, 114, D00D04, doi:10.1029/2008JD011066
 93. RUSSAK, V., (1990), Trends of solar radiation, cloudiness and atmospheric transparency during recent decades in Estonia, *Tellus Ser, B*, 42, 206–210
 94. RUSSAK, V., (2009), Changes in solar radiation and their influence on temperature trend in Estonia (1955–2007), *Journal of Geophysical Research*, 114, D00D01, doi:10.1029/2008JD010613
 95. SALBY L.M., (1996): *Fundamentals of Atmospheric Physics*, Academic Press (International geophysics series: v 61), San Diego, California
 96. SANCHEZ–LORENZO. A., J. CALBO´, M. BRUNETTI, C. DESER, (2009), Dimming/brightening over the Iberian Peninsula: Trends in sunshine duration and cloud cover and their relations with atmospheric circulation, *Journal of Geophysical Research*, 114, D00D09, doi:10.1029/2008JD011394
 97. SANCHEZ–LORENZO, A., M. BRUNETTI, J. CALBO, J. MARTIN–VIDE, (2007), Recent spatial and temporal variability and trends of sunshine duration over the Iberian Peninsula from a homogenized data set, *Journal of Geophysical Research*, 112, D20115, doi:10.1029/2007JD008677
 98. SCHMIDT, G. A., R. RUEDY, J. E. HANSEN, I. ALEINOV, N. BELL, M. BAUER, S. BAUER, B. CAIRNS, V. CANUTO, Y. CHENG, A. DELGENIO, G. FALUVEGI, A. D. FRIEND, T. M. HALL, Y. HU, M. KELLEY, N. Y. KIANG, D. KOCH, A. A. LACIS, J. LERNER, K. K.LO, R. L. MILLER, L. NAZARENKO, V. OINAS, J. PERLWITZ, D. RIND, A. ROMANOU, G. L. RUSSELL, M. Sato, D. T. SHINDELL, P. H. STONE, S. SUN, N. TAUSNEV, D. THRESHER, M.–S. YAO, (2006), Present day atmospheric simulations using GISS ModelE: Comparison to in-situ, satellite and reanalysis data, *Journal of Climate*, 19, 153-192

99. SEIJI, Y., H. YOSHIMURA, M. HOSAKA, T. SAKAMI, H. TSUJINO, M. HIRABARA, T. Y. TANAKA, M. DEUSHI, A. OBATA, H. NAKANO, Y. ADACHI, E. SHINDO, S. YABU, T. OSE, A. KITO, (2011), Meteorological Research Institute-Earth System Model Version 1 (MRI-ESM1)
100. SHAPIRO S. S., M. B. WILK, (1965), An Analysis of Variance Test for Normality (Complete Samples), *Biometrika*, Vol, 52. No. 3/4, 591-611
101. STANHILL, G., (1998), Long-term trends in, and spatial variation of, solar irradiances in Ireland, *International Journal of Climatology*, 18, 1015–1030, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199807)18:9<1015:AID-JOC297>3.0.CO;2-2
102. STANHILL, G., A. IANETZ, (1997), Long-term trends in, and the spatial variation of, global irradiance in Israel, *Tellus Ser, B*, 49, 112–122,
103. STANHILL, G., S. COHEN, (1997), Recent changes in solar irradiance in Antarctica, *Journal of Climate*, 10, 2078–2086
104. STANHILL, G., S. COHEN, (2001), Global dimming: A review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation, *Agricultural and Forest Meteorology*, 107, 255–278, doi:10.1016/S0168-1923(00)00241-0
105. STANHILL, G., S. MORESHET, (1994), Global radiation climate change at seven sites remote from surface sources of pollution, *Climatic Change*, 26, 89–103, doi:10.1007/BF01094010
106. STJERN, C. W., J. E. KRISTJANSSON, A. W. HANSEN, (2009), Global dimming and global brightening: An analysis of surface radiation and cloud cover data in northern Europe, *International Journal of Climatology*, 29, 643–653, doi:10.1002/joc.1735
107. STREETS, D. G., Y. WU, M. CHIN, (2006), Two-decadal aerosol trends as a likely explanation of the global dimming/brightening transition, *Geophysical Research Letters*, 33, L15806, doi:10.1029/2006GL026471
108. SUN, B. M., (2003), Cloudiness over the contiguous United States: Contemporary changes observed using ground-based and ISCCP D2 data, *Geophysical Research Letters*, 30
109. SUN, B. M., P. YA. GROISMAN, (2000), Cloudiness variations over the former Soviet Union, *International Journal of Climatology*, 20, 1097–1111

110. SUN, B. M., P. YA. GROISMAN (2004), Variations in low cloud cover over the United States during the second half of the twentieth century, *Journal of Climate*, 17, 1883–1888
111. SZENTIMREY, T., (1999), Multiple analysis of series for homogenization (MASH), In: Proceedings of the second seminar for homogenization of surface climatological data, Budapest, Hungary, WMO-TD No. 962, WCDMP No. 41, 27–46
112. SZENTIMREY, T., (2003), Multiple analysis of series for homogenization (MASH); Verification procedure for homogenized time series, In: Fourth seminar for homogenization and quality control in climatological databases, Budapest, Hungary, WMO-TD No. 1236, WCDMP No. 56, 193–201
113. TEGEN, I., P. HOORIG, M. CHIN, I. FUNG, D. JACOB, J. PENNER, (1997), Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results, *Journal of Geophysical Research*, 102, 23895–23915
114. TORRES, O., A. TANSKANEN, B. VEIHELMAN, C. AHN, R. BRAAK, P. K. BHARTIA, P. VEEFKIND, P. LEVELT, (2007), Aerosols and surface UV products from OMI observations: An overview, *Journal of Geophysical Research*, 112, D24S47, doi:10.1029/2007JD008809
115. TORRES, O., P. K. BHARTIA, A. SYNIUK, E. WELTON, (2005), TOMS measurements of aerosol absorption from space: Comparison to SAFARI2000 ground-based observations, *Journal of Geophysical Research*, 110, D10S18, doi:10.1029/2004JD004611
116. TORRES, O., P. K. BHARTIA, J. R. HERMAN, A. SINYUK, B. HOLBEN, (2002), A long term record of aerosol optical thickness from TOMS observations and comparison to AERONET measurements, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59 (3), 398 – 413, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<0398:ALTROA>2.0.CO;2
117. TÓTH, Z., (2009): A légkör rövidhullámú sugárzás átbecsítésének hosszú távú változása Budapest felett, *Magyar Tudomány*, 2009/4
118. TRENBERTH, K. E., J. FASULLO, L. SMITH, (2005), Trends and variability in column integrated atmospheric water vapor, *Climate Dynamics*, 24, 741–758
119. TRENBERTH, K. E., L. SMITH, (2005), The mass of the atmosphere: A constraint on global analyses, *Journal of Climate*, 18, 864–875
120. TRENBERTH K. E., J. T. FASULLO, (2009) Earth's Global Energy Budget, *Bulletin of the American Meteorological Society* 90:3, 311–323

121. TRENTMANN J., R. MÜLLER, A. SANCHEZ–LORENZO, M. WILD, (2012), Analyzing the Stability of Gridded Surface Radiation Data Sets, METEOSAT, CMSA, személyes közlés
122. VAUTARD, R., P. YIOU, G. J. van OLDENBORGH, (2009), Decline of fog, mist and haze in Europe over the past 30 years, *Nature Geoscience*, 2, 2115–2119, doi:10–1038/ngeo414
123. WANG, K., R. E. DICKINSON, M. WILD, S. LIANG, (2010), Evidence for decadal variation in global terrestrial evapotranspiration between 1982 and 2002: 1, Model development, *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 115, D20112, doi:10.1029/2009JD013671
124. WARREN, S.G., 1984, Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave, *Appl, Opt*, 23, 1206–1225
125. WILD M., (2009a), Global dimming and brightening: A review, *Journal of Geophysical Research*, 114, D00D16, doi:10.1029/2008JDO11470
126. WILD M., E. SCHMUCKI, (2011), Assessment of global dimming and brightening in IPCC-AR4/CMIP3 models and ERA40, *Climate Dynamics*, 37, 1671–1688
127. WILD, M., (2009b), How well do IPCC-AR4/CMIP3 climate models simulate global dimming/brightening and twentieth century daytime and nighttime warming?, *Journal of Geophysical Research*, 114, D00D11, doi:10.1029/2008JD011372
128. WILD, M., A. OHMURA, K. MAKOWSKI, (2007), Impact of global dimming and brightening on global warming, *Geophysical Research Letters*, 34, L04702
129. WILD, M., B. TRUSSEL, A. OHMURA, C. N. LONG, E. G. DUTTON, G. KONIG–LANGLO, A. TSVETKOV, (2009), Global dimming and brightening: An update beyond 2000, *Journal of Geophysical Research*, 114, D00D13, doi:10.1029/2008JD011382
130. WILD, M., et al., (2005), From dimming to brightening: Decadal changes in surface solar radiation, *Science*, 308, 847–850, doi:10.1126/science.1103215
131. WILD, M., J. GRIESER, C. SCHAR, (2008), Combined surface solar brightening and increasing greenhouse effect support recent intensification of the global land-based hydrological cycle, *Geophysical Research Letters*, 35, L17706, doi:10.1029/2008GL034842

132. WILLSON, R. C., A. V. MORDVINOV, (2003), Secular total solar irradiance trend during solar cycles 21–23, *Geophysical Research Letters*, 30(5), 1199, doi:10.1029/2002GL016038
133. www.mri.jma.go.jp/Publish/Technical/DATA/VOL_64/index_en.html
(letöltve 2013 április 5)
134. www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php (letöltve 2013 február 12)

Függelékek

A szerző legfontosabb publikációi

Könyv, könyvrészlet

1. BARTÓK, B., (2010), Changes In Different Type Of Clouds In South-Eastern Europe In Association With Climate Change, in Global Environmental Change: Challenges to Science and Society in Southeastern Europe, Springer Science+Business Media B,V, Dordrecht, Netherlands, Editor: Vesselin Alexandrov Martin Felix Gajdusek C, Gregory Knight Antoaneta Yotova, 65–73
2. BARTÓK, B., (2008), Changes Of Global Radiation With Respect To Global Warming In The Mediterranean Region, in Natural Environment and Culture in the Mediterranean Region, Cambridge Scholars Publishing, Newcastle upon Tyne, UK, Editor: Recep Efe, Georges Cravins, Munir Ozturk and Ibrahim Atalay, 413–425

Impakt faktoros folyóiratban

1. BARTÓK, B., (2010), Changes in solar energy availability for south-eastern Europe with respect to global warming, Physics and Chemistry of the Earth, Impakt factor (2012) 1,110; Vol. 35, 63–69
2. BENEDEK J., M. CRISTEA, B. BARTÓK, (2013), Regional development and establishment of renewable energy clusters in North-West Region of Romania, Environmental Engineering and Management Journal, Impakt factor (2012) 1,004; Vol.12, No. 2, 237–244

Külföldi referált folyóiratban (Nemzeti Akkreditáló Bizottság által elismert kiadónál)

1. BARTÓK, B., Z.–F. IMECS, (2012), Verification of Statistical Cloudiness Estimations for Europe, Aerul si Apa, Componentele ale Mediului, Cluj UniversityPress, DOAJ ISSN/EISSN: 2067743X, 289-296

Hazai magyar/román nyelvű folyóiratban

1. BARTÓK, B., T. BARTHA,(2012), Napenergia-hasznosítás szerepe a Hargita megye szétszórta településeinek villamos energia ellátásában, Észak-Magyarországi Stratégiai Füzetek, 92–99
2. BARTÓK, B., Z.–F. IMECS, K. TAR, (2011), Modeling radiation conditions of Hernad-valley in GIS environment, Collegium

Geographicum, Vol. 8, Abel Publishing House, Cluj-Napoca, 59–65

3. BARTÓK, B., Z.–F. IMECS, (2010), Schimbări ale radiației globale în contextul schimbărilor climatice în partea nord-vestică a României (A globálsugárzás változásának vizsgálata az éghajlatváltozással egyidőben Románia északnyugati régiójában, román nyelven), Aerul și Apa, Componentele ale Mediului, 452–461
4. BARTÓK, B., Z.–F. IMECS, J. MIKA, (2009), A különböző felhőtípusok globálsugárzást módosító hatása Románia északnyugati térségében, Collegium Geographicum Vol. 6, Kolozsvár, Ábel Kiadó, 71–80
5. BARTÓK, B., (2005), A rendelkezésre álló napenergia változásának becslése az EU-hoz újonnan csatlakozott országok területén, Műszaki Információ, Energiaellátás, energiatakarékosság világszerte, 2006/2, Budapesti Műszaki Egyetem OMIKK, 45–51

Nemzetközi konferencia kiadványában (teljes tanulmány)

1. BARTÓK, B., J. MIKA, Z.–F. IMECS, K. TAR, (2012), Spatial distribution of cloudiness averages and tendencies over Europe, comparing visual and satellite observations, 12th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM Proceedings SGEM 2012, SGEM, 1314-2704, DOI: 10.5593/SGEM2012/S17,V4024, 2012, 419–426
2. BARTÓK, B., L. FARA, M. A. GALBEAZA, A. DIACONU, (2012), Estimation of a BIPV system performance based on solar radiation forecast models, EUROSUN 2012, Croatian Solar Energy Association, Editor: B. Frankovic, J.-O. Dalenback, 978-953-6886-20-3, CD
3. ANDREI, G. M., B. BARTÓK, L. FARA, (2011), Comparison Between Experimental And Simulated Results For BIPV System Efficiency, Book Of Abstracts And Proceedings Of BRETS, Bioenergy And Other Renewable Energy Technologies And Systems, Bucuresti, CD
4. BARTÓK, B., Z.–F. IMECS, D. BARABÁS, (2011), A Görgényi-plató sugárzási viszonyainak vizsgálata térinformatikai módszerekkel, VII. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia, Ábel Kiadó, 175–180
5. BARTÓK, B., I. H. HOLOBACA, A. DREWS, (2008), Verification of satellite derived global radiation with ground-based measurements, Colaborari științifice și didactice în domeniul surselor de energii

- geotermale între Universitatea din Oradea și Universitatea din Debrecen, Editura Universitatii Din Oradea, Oradea, 91–96
6. BARTÓK, B.,(2007), Spatial and temporal distribution of solar energy in the region of Hajdu, Hajdu-Bihar, 9th International Conference on Engineering of Modern Electric Systems, Editura Universității din Oradea, Oradea, 69-72
 7. BARTÓK, B.,(2006), Solar energy estimations with respect to global warming in Romania, 6th International Conference On Renewable Source And Environmental Electro-Technologies, Editura Universității din Oradea, 85–90
 8. BARTÓK, B., J. MIKA, A. RIMÓCZINÉ PAÁL, V. SCHLANGER, (2005), A globálsugárzás várható változásainak becslése Európában, 4th International Conference on Application of Natural-, Technological and Economic Sciences, Berzsényi Dániel College, CD
 9. MIKA, J., B. BARTÓK, G. BÁLINT, E. BORSOS, A. CSÍK, V. SCHLANGER, (2005), On variability and tendencies of precipitation and cloudiness in the Upper Danube catchment, 4th International Conference on Application of Natural, Technological and Economic Sciences, Berzsényi Dániel College, CD

Nemzetközi konferencia kiadványban (kivonat)

1. SANCHEZ–LORENZO, A., M. WILD, J. A. GUIJARRO, M. BRUNETTI, B. BARTÓK, S. MYSTAKIDIS, M. HAKUBA, G. MÜLLER, (2013), Reassessment and update of the trends in the surface solar radiation over Europe by means of homogenized series from the GEBA, Geophysical Research Abstracts, Vol. 15, European Geosciences Union, EGU2013-4541-1, Vienna
2. BARTÓK, B., Z. F. IMECS, J. MIKA, M. GULYÁS, A. CSÍK, (2005), Precipitation and cloud coverage tendencies in the upper Danube catchment respect to global warming, Geophysical Research Abstracts, Vol, 7,, European Geosciences Union, EGU05-A-01256, Vienna, Austria, 24–29 April 2005

Magyar konferencia kiadványában (teljes tanulmány)

1. BARTÓK, B., Z.–F. IMECS, J. MIKA, K. TAR, (2012), A felhőzeti változások térbeli eloszlása Európában felszíni megfigyelések alapján, Magyar Földtudományi Szakemberek XI, Talakozója HUNGEO, Eszterházy Károly Főiskola Nyomdája, 267–275

2. BARTÓK, B.,(2012), Napenergia potenciál területi különbségei Európában figyelembe véve a globálsugárzás terndszerű változásait, A környezettudatos települések felé, Meridián Alapítvány, Editor: Fazekas István, Szabó Valéria, 69–75

Tanulmánykötet

1. BARTÓK, B., Z.-F. IMECS, (2007), A felszínre érkező napenergia területi és időbeni eloszlásának vizsgálata műholdas mérések alapján, „Kedvező széllel Kunhegyestől Debrecenig, Tiszteletkötet Dr. Tar Károly 60. születésnapjára”, Magyar Szélerergia Társaság , Debrecen, 57–65

Kutatási pályázat zárójelentései

1. BARTÓK, B.,(2012), A Hernáld-völgy globálsugárzás viszonyainak vizsgálata, A megújuló energiaforrások hasznosításának természeti, társadalmi és gazdasági lehetőségei a Hernáld-völgyben, Debreceni Egyetem Meteorológia Tanszék, Debrecen, Szerk.: Lázár István, 11–20
2. BARTÓK, B., I. H. HOLOBACA, A. DREWS, (2008), Verification of satellite derived global radiation with ground-based measurements, Colaborari stiintifice si didactice in domeniul surselor de energii geotermale intre Universitatea din Oradea si Universitatea din Debrecen, Editura Universitatii Din Oradea, Oradea, 91–96
3. MIKA, J., B. BARTÓK, G. BÁLINT, A. CSÍK, M. GULYÁS, V. SCHLANGER, (2006), Csapadéktendenciák az alpi-kárpáti térségben a globális melegedés időszakában (1974–2003), Vahava Zárókonferencia, Magyar Tudományos Akadémia

Tartalomjegyzék

BEVEZETÉS.....	1
1.SZAKIRODALMI ÁTTEKINTÉS.....	3
1.1 A LÉGKÖRI SUGÁRZÁSÁTVITEL	3
1.2 A LÉGKÖR SUGÁRZÁSI MÉRLEGE	4
1.2.1A léggöri gázok szerepe a globálsugárzás alakulásában	6
1.2.2A felhőzet dominanciája a globálsugárzás alakulásában.....	8
1.2.3Az aeroszol szerepe a globálsugárzás alakulásában.....	10
1.3A GLOBÁLSUGÁRZÁS VÁLTOZÁSÁNAK VIZSGÁLATA.....	11
1.3.1A globálsugárzás változásának vizsgálata felszíni adatok alapján.....	12
1.3.2A globálsugárzás változás vizsgálata műholdas mérések alapján.....	16
1.3.3A globálsugárzás direkt és diffúz komponensei.....	17
1.4A GLOBÁLSUGÁRZÁST MÓDOSÍTÓ TÉNYEZŐK VÁLTOZÁSÁNAK VIZSGÁLATA.....	19
1.4.1 Felhőzet.....	20
1.4.2 Aeroszol	22
1.4.3 Vízgőz.....	25
1.5 A GLOBÁLSUGÁRZÁS HATÁSA A FÖLD-LÉGKÖR RENDSZER TOVÁBBI ELEMEIRE.....	26
1.6 A GLOBÁLSUGÁRZÁS JÖVŐBENI ALAKULÁSÁNAK BECSLÉSE MODELL-ELŐREJELZÉSEK ALAPJÁN.....	27
2. ADATOK ÉS MÓDSZEREK.....	31
2.1. GLOBÁLSUGÁRZÁS MÉRÉSE, ADATOK	31
2.2 FELHŐZET MEGFIGYELÉSE, ADATOK.....	35
2.3 AEROSZOL ADATOK.....	38
2.4 VÍZGŐZ ÉS GLOBÁLSUGÁRZÁS ERA-INTERIM REANALÍZIS ADATOK	39
2.5. ADATOK HOMOGENIZÁLÁSA	39
2.6. LINEÁRIS TREND BECSLÉS	41
3. EREDMÉNYEK.....	45
3.1 A GLOBÁLSUGÁRZÁS TRENDJEI EURÓPÁBAN (1975-2006).....	45
3.1.1 Lineáris trendek – európai összesítés	45
3.1.2 Lineáris trendek – területi különbségek	48
3.2. Trendbecslés nem lineáris közelítésben	51
3.3 A felhőzet szerepe a trendegyütthatók térbeli mozaikosságában	53
3.3.1A globálsugárzás és felhőzet együttes változása az 1975-2006 időszakban	53
3.3.2 A globálsugárzás és felhőzet együttes változásának területi különbségei	58
3.4 AZ ADATSOROK EGYÜTTES ELEMZÉSE.....	62
3.4.1 A felszíni globálsugárzás trendjei az 1983-2005 időszakra	62

3.4.2 A globálsugárzás változás összehasonlítása felszíni és műholdas megfigyelések alapján az 1983-2005-ös időszakban.....	67
3.4.3 Globálsugárzás és felszíni, illetve műholdas felhőzet változása	71
3.4.4 Homogenizált felszíni, illetve műholdas globálsugárzás és felhőzeti megfigyelések	73
3.5 A VÍZGŐZ ÉS AEROSZOL SUGÁRZÁSMÓDOSÍTÓ HATÁSA FELHŐMENTES LÉGKÖRBE... ..	76
3.5.1. A vízgőz sugárzasmódosító szerepe.....	76
3.5.2. Az aeroszol sugárzasmódosító szerepe	83
3.6. A GLOBÁLSUGÁRZÁS VÁRHATÓ ALAKULÁSA AZ EMPIRIKUS ÖSSZEFÜGGÉSEK ÉS A KLÍMAMODELLEK KOMBINÁLÁSÁVAL	89
3.6.1 A felhőzet és vízgőz klímamodellek által adott prognózisa	90
3.6.2 A felhőzet és a globálsugárzás kapcsolatának számszerűsítése	94
3.6.3 A vízgőz hatásának térbeli sajátosságai	97
3.6.4 A globálsugárzás előrejelzett változásai.....	99
3.6.5 A múlt és a jövő globálsugárzás változásainak összehasonlítása	101
4. KÖVETKEZTETÉSEK.....	103
5. ÖSSZEFOGLALÓ.....	106
6. CONCLUSIONS	108
7. SUMMARY	111
FELHASZNÁLT IRODALOM.....	114
FÜGGELÉKEK.....	128