

NDVI vegetációs index előállítása távérzékelte AVHRR és MODIS adatok alapján

Doktori értekezés

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar

Földtudományi Doktori Iskola
Iskolavezető: *Dr. Gábris Gyula*, egyetemi tanár

Földrajz-Meteorológia Program
Programvezető: *Dr. Nemes-Nagy József*, egyetemi tanár



Készítette:

Kern Anikó

Témavezető:

Dr. Bartholy Judit

Tanszékvezető egyetemi tanár
az MTA doktora

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2011

Tartalomjegyzék

Bevezetés	4
1. A vegetációs indexek előállításának és alkalmazásának irodalma.....	6
2. A felhasznált adatok bemutatása.....	13
2.1. Az Eötvös Loránd Tudományegyetem műholdvevő állomása.....	13
2.2. A NOAA műholdsorozat.....	14
2.2.1. Az AVHRR szenzor.....	15
2.2.2. Az AVHRR adatok előfeldolgozása.....	16
2.3. A Terra és Aqua műholdak.....	16
2.3.1. A MODIS szenzor	17
2.3.2. A hivatalos MODIS produktumok	20
2.3.3. A hivatalos MOD13 produktum	22
2.3.4. A sajátvételi MODIS adatok előfeldolgozása.....	23
2.3.5. A sajátvételi MODIS adatokból származtatható valós idejű produktumok	24
2.4. A felhasznált rádiószondás adatok ismertetése	26
2.5. A felhasznált ECMWF adatok ismertetése.....	26
2.6. A felhasznált OMI ózon adatok bemutatása.....	27
2.7. A felhasznált felszíni ózon adatok bemutatása	27
3. Az NDVI vegetációs index előállításának módszertana.....	28
3.1. A légköri korrekciós eljárások.....	29
3.1.1. Az Egyszerűsített Légköri Korrekciós Eljárás (SMAC).....	32
3.1.1.1. A SMAC-ban használt analitikus függvények	33
3.1.1.2. Érzékenységi vizsgálat	37
3.1.2. A légköri korrekcióhoz szükséges adatok előállítása	46
3.1.2.1. Az aeroszol optikai mélység mező előállítása.....	48
3.1.2.1.1. Az aeroszol optikai mélység származtatása MODIS adatokból	50
3.1.2.1.2. A származtatott MODIS AOD adatok felhasználása	51
3.1.2.1.3. Az AOD származtatásának lehetősége AVHRR adatokból.....	55
3.1.2.1.4. A MODIS aeroszol optikai mélység mező előállítása AVHRR-rácsra	55
3.1.2.1.4.1. Az adaptív átrácsolás	56
3.1.2.2. Az integrált vízgőzmező előállítása.....	58

3.1.2.2.1. Az integrált vízgőz származtatása MODIS adatokból	59
3.1.2.2.2. Az integrált vízgőzmező verifikálása	60
3.1.2.2.3. Sajátvételű MODIS adatokból származtatott integrált vízgőzmezők	62
3.1.2.2.3.1. A verifikáláshoz felhasznált rádiószonda alapú IWV pontossága	63
3.1.2.2.3.2. A különböző MODIS IWV mezők összehasonlítása.....	65
3.1.2.2.3.3. ECMWF IWV értékek pontosságának elemzése	67
3.1.2.2.3.4. Az integrált vízgőz napon belüli változékonysága	69
3.1.2.2.3.5. A térben átlagolt integrált vízgőz változékonysága.....	71
3.1.2.2.4. Az integrált vízgőz származtatásának lehetősége AVHRR adatokból.....	73
3.1.2.2.5. A MODIS integrált vízgőz mező előállítása AVHRR-rácsra.....	74
3.1.2.3. A vertikálisan integrált ózonmező	75
3.1.2.3.1. A származtatott MODIS integrált ózonértékek vizsgálata.....	76
3.1.2.3.2. A vertikálisan integrált ózonmező előállítása AVHRR-rácsra	80
3.1.2.4. A felszíni légnyomásmező	81
3.1.2.4.1. A felszíni légnyomásmező előállítása AVHRR-rácsra.....	81
3.2. A felszíni reflektanciaérték irányfüggőségének csökkentése	82
4. A származtatott vegetációs indexek vizsgálata.....	87
4.1. Az alkalmazott légköri és irányfüggőségi korrekció eredményeinek bemutatása.....	87
4.1.1. Az eredmények bemutatása I: térbeli vizsgálatok	87
4.1.2. Az eredmények bemutatása II: időbeli vizsgálatok	99
4.2. A származtatott NDVI értékek szabályos rácsra történő interpolálása.....	105
4.3. A származtatott NDVI értékek verifikálása	110
4.4. Esettanulmány: a 2007-es nyári hőhullám	116
5. Összefoglalás	121
Köszönetnyilvánítás	127
Irodalomjegyzék	129
Függelék – 1	148

Bevezetés

A szárazföldi növényzet meghatározó szerepet tölt be életünkben, a bioszféra alapvető táplálék- és nyersanyagforrásunk. A szárazföldi bioszféra szoros kapcsolatban áll az éghajlattal, és a visszacsatolási mechanizmusok miatt szabályozó szerepet tölt be az éghajlat stabilitásában vagy annak megváltozásában (IPCC¹, 2007). Az emberi tevékenység hatására változó éghajlat és levegőkörnyezet szükségszerűen változásokat idéz elő a bioszféra állapotában, elsősorban a változó hőmérséklet és tápanyag-ellátottság miatt, de az emberi tevékenység is alapvetően befolyásolja a vegetáció állapotát és produktivitását (Vitousek et al., 1997). A bioszféra változása visszahat az éghajlat alakítására, például az energiamérleg, albedó vagy a szén-dioxid megkötés megváltozása miatt (Friedlingstein és Prentice, 2010). Mindezek miatt kiemelkedő fontosságú, hogy pontos és napra kész információval rendelkezünk a vegetáció állapotáról, annak megváltozásáról, és feltérképezzük a növényzet állapotában történt változások okait.

Műholdas távérzékeléssel nyert multispektrális adatokból a növényzet állapotára jellemző információ is kinyerhető. Bár az egyes csatornák mérései önállóan is használhatók bizonyos jellemzők számszerűsítésére, gyakorlati okokból a csatornák adatainak kombinálásával különböző vegetációs indexeket állítanak elő. Ezek közül az egyik legismertebb az ún. NDVI² (Rouse et al., 1974). A távérzékelésen alapuló NDVI felhasználásával egyszerre nagy térség növényzetéről, annak fenológiai ciklusáról, produktivításáról és állapotáról kaphatunk objektív információt, illetve hosszabb időbeli skálán vegetációs index idősort (pl. Myneni et al., 1997; 1998; Tucker et al., 2001; Stöckli és Vidale, 2004; Bartholy és Pongrácz, 2005). A NOAA³ meteorológiai műholdak fedélzetén 1979 óta folyamatosan felbocsátott AVHRR⁴ sugárzásmérő adatsorából állították elő a két leghosszabb vegetációs adatsort: a közel 20 évre kiterjedő ún. NOAA Pathfinder-t (James és Kalluri, 1994), illetve a 26 év hosszúságú ún. GIMMS⁵ NDVI adatsort.

Az NDVI vegetációs indexet optimális esetben a műholdas szenzor által mért, de légköri korrekción átesett adatokból célszerű előállítani. A légköri korrekció magában foglalja a légkör sugárzásmódosító hatásainak a leválasztását. Kivitelezésére számos eljárás létezik, melyek különböző, a légkörre jellemző információt igényelnek. Ezen mennyiségek pontos ismerete és felhasználása a légköri korrekcióhoz tulajdonképpen fontosabb, mint az, hogy melyik sugárzásátviteli modellt használjuk a légköri korrekciós eljárásunkhoz. Tekintve, hogy a NASA⁶

¹ Intergovernmental Panel on Climate Change (Éghajlatváltozási Kormányközi Testület)

² Normalized Difference Vegetation Index (Normalizált Vegetációs Index)

³ National Oceanic and Atmospheric Administration (Nemzeti Óceánügyi és Légkörügyi Hivatal, USA)

⁴ Advanced Very High Resolution Radiometer (Továbbfejlesztett Nagyfelbontású Sugárzásmérő)

⁵ Global Inventory Modeling and Mapping Studies (Globális Leltározó, Modellező és Térképező Tanulmányok)

⁶ National Aeronautics and Space Administration (Nemzeti Légügyi és Űrhajózási Hivatal, USA)

nagyfelbontású multispektrális MODIS⁷ adatai az említett légköri mennyiségek becslésére elvileg alkalmasak lehetnek, ezért munkánkban megkíséreljük a két különböző szenzor adatainak együttes használatát. Ennek értelmében a MODIS adatokból előállítjuk az AVHRR adatok légköri korrekciójához szükséges meteorológiai mennyiségeket, majd azokkal elvégezzük az AVHRR adatok korrigálását. Ehhez először részletesen megvizsgáljuk a korrekcióhoz szükséges paraméterek pontosságát, illetve azok előnyeit, hátrányait. Az így előállt korrigált reflektanciákból előálló NDVI adatsorok további – időjárással, éghajlattal, növényfenológiával kapcsolatos – vizsgálatokra alkalmasak. Célkitűzéseink között szerepel az is, hogy más NDVI adatsorokkal összevetve véleményt mondjunk azok és a saját származtatású adatsorok használhatóságáról. Munkánk alapjául az ELTE TTK⁸ műholdvevő állomása által vett adatok szolgálnak, melynek több lépcsőfokból álló feldolgozása szintén szerves és fontos része a doktori értekezésnek.

A doktori értekezés felépítése a következő. Jelen bevezetést követően betekintést adunk a vegetációs indexek előállításának és alkalmazásának széles irodalmába (1. fejezet), majd a 2. fejezetben bemutatjuk a dolgozatunkhoz felhasznált adatokat. A 3. fejezetben rátérünk az NDVI AVHRR adatokból történő előállításának módszertanára. Ez a fejezet két, egymástól módszertanilag elkülönülő alfejezetre tagolódik: a légköri korrekciós eljárásokra illetve a felszíni reflektanciaérték irányfüggőségének csökkentésére. A légköri korrekciós eljárásokról szóló (3.1.) alfejezetben belül bemutatjuk az általunk alkalmazott eljárást, elvégezzük annak érzékenységi analízisét, majd ismertetjük a használatához szükséges meteorológiai mezők előállítását, ahol részletesen kitérünk az egyes származtatott meteorológiai mennyiségek tulajdonságaira, pontosságára, verifikációjára és felhasználására. A felszíni reflektanciaérték irányfüggőségének csökkentéséről szóló (3.2.) alfejezetben az alkalmazott modell ismertetése után bemutatjuk az annak alkalmazásához szükséges, általunk feljavított felszínborítottsági adatbázist. Az így részletezett eljárások alkalmazásával származtatott NDVI értékek vizsgálatáról szól a 4., eredményeket bemutató fejezet, ahol az első, 4.1. alfejezet során részletesen kitérünk az alkalmazott eljárások hatásainak vizsgálatára, szétbontva térbeli és időbeli vizsgálatokra. A 4.2. alfejezet során szemléltetjük a származtatott NDVI értékek szabályos rácsra történő interpolálásának előnyeit és hátrányait. Majd a következő (4.3.) alfejezetben kísérletet teszünk munkánk eredményének, a származtatott AVHRR/NDVI értékek verifikálására. Végül a 4.4. alfejezet során egy érdekes esettanulmányon keresztül példát mutatunk be a származtatott NDVI értékek lehetséges alkalmazására.

⁷ MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (Közepes Felbontású Leképező Spektrális Sugárzásmérő)

⁸ Természettudományi Kar

1. A vegetációs indexek előállításának és alkalmazásának irodalma

A szárazföldi növényzet mennyisége illetve állapota és az általa visszavert vörös és közeli infravörös tartományú sugárzás között kapcsolat áll fenn (Colwell, 1974). Ennek fizikai alapja a felszín alkotó elemek eltérő spektrális tulajdonsága, melyek lehetőséget adnak a különböző felszín típusok megkülönböztetésére és azok vizsgálatára. A visszavert vörös tartományú sugárzás energiája a növényzet fejlődésével csökken a klorofill fotoszintézisre utaló sugárzáselnyelése miatt. A visszavert közeli infravörös tartományú sugárzás energiája viszont a növényzet fejlődésével nő a különféle szórás folyamatok révén. Tekintve azonban, hogy a vegetációról visszavert, és a szenzort elérő sugárzás a megvilágítás erősségétől, a légköri körülményektől, a megfigyelés geometriájától, az állomány alatti felszín összetételétől, és az állomány szerkezetétől erősen függ, ezért a visszavert sugárzás mennyisége önmagában kevés ahhoz, hogy a növényzet biofizikai paramétereit számszerűsítsük, vagy operatíván és globálisan monitorozzuk a vegetációt. Ezt a problémát valamennyire (de nem teljesen) ki lehet kerülni kettő, vagy több csatorna adatainak kombinálásával, ún. vegetációs indexek létrehozásával. E célból az elmúlt évtizedekben számos vegetációs indexet hoztak létre a NOAA műholdak AVHRR adataira. Ilyen az SR⁹ (Jordan, 1969), RVI¹⁰ (Richardson és Wiegand, 1977), NDVI² (Rouse et al., 1974), RDVI¹¹ (Roujean és Breon, 1995), MSR¹² (Chen, 1996), PVI¹³ (Richardson és Wiegand, 1977), WdVI¹⁴ (Clevers, 1989), SAVI¹⁵ (Huete, 1988), TSAVI¹⁶ (Baret és Guyot, 1991), MSAVI-2¹⁷ (Qi et al., 1994), NLI¹⁸ (Goel és Qin, 1994), stb., melyek közül hibái ellenére kétségtelenül az NDVI a legtöbbet használt és legismertebb index. A többi szenzorra kidolgozott vegetációs indexek közül talán a legfontosabb a multispektrális MODIS adatokból létrehozott EVI¹⁹ (Liu és Huete, 1995), mely a fentiek legfőbb hátrányaival már kevésbé rendelkezik. Ilyen hátrány például az állomány alatti felszín sugárzásmódosító hatása (Huete et al., 1985; Heilman és Kress, 1987), vagy a sűrű vegetációjú területre vonatkozó magas NDVI érték telítődése (Carlson és Rižič, 1997; Gitelson et al., 1997).

A vegetációs indexek szakzerű előállításának módszertana azonban számos nehézségbe ütközik, hiszen a csatornák adatainak kombinálása a fenn felsorolt alapvető befolyásoló tényezők hatását nem teljesen szünteti meg. Ezek közül az egyik legfontosabb a légkör sugárzásmódosító

⁹ Simple Ratio (Egyszerű Hányad)

¹⁰ Reverse Vegetation Index (Fordított Vegetációs Index)

¹¹ Re-normalized Difference Vegetation Index (Újranormalizált Vegetációs Index)

¹² Modified Simple Ratio (Módosított Egyszerű Hányad)

¹³ Perpendicular Vegetation Index (Merőleges Vegetációs Index)

¹⁴ Weighted Difference Vegetation Index (Súlyozott Vegetációs Index)

¹⁵ Soil Adjusted Vegetation Index (Talajhoz Igazított Vegetációs Index)

¹⁶ Transformed Soil Adjusted Vegetation Index (Transzformált Talajhoz Igazított Vegetációs Index)

¹⁷ Modified Soil Adjusted Vegetation Index (Módosított Talajhoz Igazított Vegetációs Index)

¹⁸ Non-linear Vegetation Index (Nem-lineáris Vegetációs Index)

¹⁹ Enhanced Vegetation Index (Hangsúlyozott Vegetációs Index)

hatása. Ezt a hatást az ún. légköri korrekcióval (részletesebben lásd később a 3.1. alfejezetet) lehet kiküszöbölni. A feladat nem egyszerű: a megoldására létrehozott különböző, sugárzásátviteli modelleken alapuló eljárások széles irodalommal rendelkeznek (pl. *Putsay, 1987; Kneizys et al., 1988; Berk et al., 1989; 2003; Tanré et al., 1990; Rahman és Dedieu, 1994; Vermote et al., 1997a; 1997b; Song et al., 2003; Vermote és El Saleous, 2006*). A nehézséget azonban nemcsak az ideális modell megválasztása jelenti, hanem a használatához szükséges meteorológiai mezők előállítása is. Ezek közül a legnehezebb az aeroszol részecskékről szükséges (optikai tulajdonságra vonatkozó) információ biztosítása (*Cracknell és Hayes, 1993; Vermote et al., 2002; Song et al., 2003*).

A műholdas adatokból előállított NDVI idősorok nagy értéket képviselnek. Ennek oka egyrészt az, hogy mint minden műholdas mérés, területileg szinte teljes lefedettséget képes biztosítani – szemben az *in situ* mérésekkel. A másik ok az NDVI fontosságában rejlik: az NDVI alapvető paramétere számos alkalmazásnak, például alapja a LAI²⁰ vagy FPAR²¹ származtatásának a közöttük levő nem-lineáris kapcsolat révén (*Tucker et al., 1981; Asrar et al., 1984; Sellers, 1985; Running és Namani, 1988; Spanner et al., 1990; Baret és Guyot, 1991; Goward és Huemmerich, 1992; Sellers et al., 1994; Carlson és Rižičev, 1997*), fontos indikátora a növényzet bioemisszivitásának, szénmegkötésének és a növényzet csapadék-felfogóképességének (*Sellers, 1985; Fung et al., 1987; Running et al., 1989*). Az időbeni NDVI profilok vegetációs időszak alatti integrálva kapcsolatban áll az NPP²²-vel (*Justice et al., 1985; Tucker és Sellers, 1986; Running és Namani, 1988*). Az AVHRR/NDVI adatokat 1981 óta rendszeresen és széleskörűen használják a földfelszín folyamatainak feltérképezéséhez, mely az AVHRR szenzor egyedülálló sikertörténetéhez tartozik (*Defries és Belward, 2000; Cracknell, 2001*).

A vegetációs adatsorok létrehozásának fontos pontja valamilyen kompozit-készítési eljárás, mely hosszabb időszakokra (7, 10, stb. napra) vonatkozóan minden rácspontra csak egy értéket ad vissza. Ennek szükségessége a felhőzet takaró hatása miatt jelenik meg, ugyanis hosszabb időperiódus alatt az adott térség felett nagyobb eséllyel fordul elő legalább egy derült nap is. Az adott hosszúságú időszakok alatti maximális NDVI értékek kiválasztásával (MVC²³) elvileg a legoptimálisabb légköri illetve megvilágítási és megfigyelési geometriának megfelelő legmagasabb vegetációs indexek őrződnek meg (*Holben, 1986*) tökéletesen diffúz visszaverő (ún. Lambert) felület esetén. A valós felületek hullámhossztól függő sugárzásvisszaverő-képességének irányfüggősége azonban bonyolítja a képet. Az ilyen eljárások ezért egyes vizsgálatok alapján leginkább a légkörileg még nem korrigált adatokon működnek (*Cihlar et al., 1994a; 1994b; 1997*).

²⁰ Leaf Area Index (Levélfelületi Index)

²¹ Fraction of Photosynthetically Active Radiation (Fotoszintetikusán Aktív Sugárzásból Elnyelt Hányad)

²² Net Primary Production (Nettó Elsődleges Produkció)

²³ Maximum Value Composite

A leghíresebb és sokáig az elérhető leghosszabb (közel 20 évre kiterjedő), NDVI értékeket tartalmazó globális vegetációs adatsor része az ún. NOAA *Pathfinder AVHRR Land* (PAL) programnak. A NOAA/AVHRR több évtizedes, viszonylag homogén adatsorából létrehozott, 1981 és 2001 közötti időszakra vonatkozó 8 km × 8 km horizontális, és tíz napos időbeli felbontású *Pathfinder* NDVI adatsor előállításához (a NOAA illetve NASA által közösen) alkalmazott légköri korrekció nem terjedt ki az aeroszol részecskék és a vízgőz sugárzásmódosító hatásának figyelembevételére, csak a gázmolekulák Rayleigh szórásának és az ózon abszorpciójára (James és Kalluri, 1994), mely az adatsor egyik jelentős hibaforrásává vált. Ezt fokozza még, hogy az adatsoron észrevehetően nem végeztek hibaszűrést, az adatsornak nem pontos a geolokalizációja, illetve hogy az előregedő szenzorok látható csatornáiban mért adatok kalibrálása nem igazodott teljesen a valósághoz, melynek következtében értelemszerűen hibával terhelt NDVI értékeket származtattak. (Az adatsor gyengeségei közé tartozik továbbá az is, hogy a tér- és időbeli felbontása is durvább, mint amit a felhasznált AVHRR adatok lehetővé tesznek.) Ezen hibák következtében a *Pathfinder* adatsor korlátozottan alkalmas csak a földfelszín paramétereinek tér- és időbeli vizsgálatára. Ennek ellenére az adatsor felbecsülhetetlen értékű és megismételhetetlen, így az elmúlt évtizedben folyamatosan születtek az adatsorra épülő tanulmányok (Myneni et al., 1997; 1998; Ichii et al., 2002; Gong és Shi, 2003; Stöckli és Vidale, 2004; Bartholy és Pongrácz, 2005; Ma és Veroustraete, 2006; Kern et al., 2007a). Az adatsor korrigálására, hibáinak figyelembevételére is különféle módszereket dolgoztak ki (pl. BISE²⁴ (Viovy et al., 1992, Fassang, 2008), vagy MVI²⁵ (Ma és Veroustraete, 2006)), melyekkel némileg valósabb képet kaphatunk a vegetáció múltbeli állapotáról.

Számos más, NOAA/AVHRR adatokból származtatott NDVI értékeket tartalmazó vegetációs adatsorok is születtek (Tarpley et al., 1984; Malingreau és Belward, 1994; Los et al., 1994), melyek közül a lefedett időszak hosszúsága miatt említésre méltó a szintén 8 km × 8 km horizontális és 15 napos időbeli felbontású globális GIMMS⁵ adatsor (Tucker et al., 2001; 2005), mely az 1981-2006 közötti időszakra érhető el. Az adatsor előállításakor a légköri korrekciónál már figyelembe vették a sztratoszférikus aeroszolókat, de a troposzférikus adatok hiányában a *Pathfinder*hez hasonlóan ez az adatsor is korlátozottan alkalmas csak a földfelszín paramétereinek tér- és időbeli vizsgálatára.

A korszerű, új generációs és keskenyebb hullámhossz-tartományú műholdas szenzorok megjelenésével újabb vegetációs adatsorok születtek, melyeket a létrehozó nagy intézmények folyamatosan frissítenek és bővítenek. Ilyen például a NASA 2000-től elérhető, MODIS adatokon alapuló globális, NDVI és EVI értékeket tartalmazó ún. MOD13 vegetációs adatsora (Justice et al.,

²⁴ Best Slope Index Extraction (Legjobb Meredekségű Index Kinyerése)

²⁵ Mean-Value Iteration (Átlagérték-Iteráció)

1998; Huete et al., 1999; 2002), vagy a SPOT-4 és SPOT-5 műholdak fedélzetén elhelyezett VEGETATION szenzorok adataiból létrehozott globális NDVI adatbázisok, melyek 1998-tól érhetőek el (Saint, 1995). A különböző forrású vegetációs adatsorok interkalibrációjával és harmonizációjával (Brown et al., 2006; van Leeuwen et al., 2006; Tarnavsky et al., 2008) az adatsorok egymással összemérhetővé válnak, és az általuk külön-külön lefedett időintervallumok egységesen kezelhetőek.

Tekintve, hogy az NDVI-ra épülő szakirodalom rendkívül tág, ezért az előállított NDVI vegetációs indexek alkalmazásának bemutatására a következőkben csak pár reprezentatív, alapvető és viszonylag újszerű tanulmányt ragadok ki.

Mivel a vegetáció szabályozó szerepet tölt be a globális földi szén-ciklusban és az éghajlati rendszerben, ezért a vegetáció monitorozása az elmúlt évtizedekben jelentős kutatási területté vált. A növényzet állapotának és produktivitásának vizsgálatára a legkiválóbb távérzékelési eszköz a vegetációs indexek használata. Myneni és munkatársai (1997, 1998) 10 év hosszúságú NOAA *Pathfinder* és GIMMS NDVI adatok alapján egyaránt először mutatták ki az Északi féltekére a mérsékelt övben a meghosszabbodott vegetációs időszakot. Zhou és munkatársai (2001) 18 év hosszúságú GIMMS NDVI adatok alapján vizsgálták ugyanezt a területet, és vetették fel a kérdést, hogy vajon a globális átlagban növekvő felszíni hőmérséklet hatására bekövetkező biotikus változások detektálhatók-e műholdas mérések alapján? Eredményeik a 40°-70°N közötti terület növényzettel fedett részének 61%-án 8-12%-os NDVI növekedést mutattak (az átlagosan 12-18 nappal meghosszabbodott tenyészidőszakban), mely területnek 58%-a erdő, vagy fás (tehát nem mezőgazdasági) terület. Tucker és munkatársainak (2001) tanulmánya szintén GIMMS NDVI értékeken alapszik: a 18 év hosszúságú adatsoron végzett globális vizsgálatok alapján a 35°N szélességi foktól északra jelentős változékonyság mutatkozik a vegetációs időszak hosszában, és a növényzet fotoszintézishez kötődő aktivitásában. A vizsgált 1982-1999-es időszak átlagos május-szeptember közötti NDVI értékeinek alakulásában határozott törés látszik a Mount Pinatubo indonéz vulkán 1991-es kitörésének évében, míg az azt megelőző 9 és az utána következő 8 évben rendre 9% és 8%-os átlagos NDVI-növekedést mutattak ki. Ezen eredmények összhangban vannak a felszíni hőmérséklet emelkedésével, mely erősen meghatározza a növényzet növekedését, illetve összhangban van Keeling és munkatársainak (1996) illetve Randerson és munkatársainak (1999) feltételezéseivel, miszerint a megnövekedett légköri széndioxid mennyisége a növényzet növekedéséhez és a vegetációs időszak kiszélesedéséhez vezethet. Stöckli és Vidale (2004) a NOAA *Pathfinder* NDVI adatokon hibakorrekciót, majd teljes Európára kiterjedő fenológiai vizsgálatokat végeztek. Számszerűsítették a vegetációs időszak hosszának

növekedését, illetve kapcsolatba hozták a téli hőmérsékleti anomáliákkal és az ún. NAO²⁶ indexsel. Bartholy és Pongrácz (2005) szintén NOAA *Pathfinder* NDVI adatok alapján vizsgálták Európára vonatkozó tendenciákat, kapcsolatban a klímafluktuációkkal. Piao és munkatársainak (2008; 2011) munkái többek között 1982-2006 közötti GIMMS NDVI értékeken alapul. A 2008-as tanulmányukban NDVI adatok mellett szén-dioxid koncentráció és fluxus adatok felhasználásával a korábbi feltételezéseket vonja kétségbe, miszerint a megnövekedett tenyészidőszakkal együtt a növényzet szén-dioxid felvételére alkalmas időszak is megnövekszik. (Churkina et al., 2005). Számításaik alapján nő a növényzet őszi szénleadása, melynek oka, hogy bár nő az őszi fotoszintézis, de erőteljesebben növekszik a növényzet légzése, tavasszal pedig éppen fordítva. Így feltételezésük szerint ha az átlagos őszi melegedés a tavaszhoz képest erősebb mértékben folytatódik, akkor az északi félteke ökoszisztémái elvesztik növekvő (a légkörből való) szén-dioxid kivonó képességüket. Piao és munkatársainak 2011-es tanulmánya az Eurázsiai térség mérsékelt és boreális térségét (a 23,5°N szélességi foktól északra fekvő területet) vizsgálta. Eredményeik alapján bár a 1982-2006 közötti időszakot összességében a vegetációs időszak NDVI növekedésének pozitív trendje jellemzi, mégis az időszak két külön részre osztható: 1982-1997 között az NDVI növekedése, míg 1997-2006 között csökkenése figyelhető meg, mely egyértelműen az NDVI értékének tavaszi és nyári változásai okoznak. Ezt pedig Piao és munkatársai egyértelműen a jelentős átlagos nyári csapadékcsökkenésre vezetik vissza.

A növényzet állapotának és produktivitásának előbbiekben részletezett változásától nem áll messze a klimatikus hatásokhoz való kapcsolása sem. Ichii és munkatársai (2002) 1982-1990 közötti NOAA *Pathfinder* NDVI adatokat hőmérsékleti és csapadékadatokkal vetettek össze. Eredményül határozott kapcsolatot kaptak az évenkénti NDVI és hőmérsékleti értékekre, míg a félsivatagi területeken a csapadékkal is kapcsolatot találtak. Az északi félteke közepes és magas szélességeinek növekvő NDVI trendjét a hőmérséklet emelkedéséhez, míg a déli félteke félsivatagos területeinek csökkenő NDVI trendjét a csapadékmennyiség csökkenéséhez kötötték. Gong és Shi (2003) 1982-2000 közötti NOAA *Pathfinder* NDVI adatok és kilenc különböző nagyskálájú éghajlati index (pl. NAO²⁶, SOI²⁷, stb.) közötti kapcsolatot vizsgálták. Eredményeik alapján az NDVI változékonyság ~57%-át magyarázta meg a meteorológiai adatok változékonysága, illetve kimutatták, hogy az éghajlati indexek az NDVI trendek nagy részére is hatással. Kern és munkatársai (2007a) NOAA *Pathfinder* adatok alapján mutattak ki az éves NDVI értékek illetve éves átlaghőmérséklet- és csapadékösszeg anomáliák közötti kapcsolatot a Kárpát-medencére vonatkozóan.

²⁶ North Atlantic Oscillation (Észak-Atlanti Oszcilláció)

²⁷ Southern Oscillation Index (Déli Oszcillációs Index)

Az NDVI más vegetációs indexekhez hasonlóan jól használható a növényzet szén-dioxid háztartásának feltérképezésére és monitorozására is további paraméterek származtatásán keresztül (Aalto et al., 2004; Gilmanov et al., 2004; Wu et al., 2010). Ilyen származtatható mennyiség az ún. GPP²⁸, mely a fotoszintézishez kapcsolódó jellemző.

A növényzet állapotát és mennyiségét számszerűsítő vegetációs indexek a természetes környezetben bekövetkező, civilizáció okozta antropogén vagy természetes hirtelen hatások feltérképezésére is jól alkalmazhatók. Ide sorolható az erdőtüzek által okozott változások, melynek fontossága nem vitatható: globálisan a boreális erdők 3-22,6 millió hektárát érinti évente (Kasischke et al., 2005), ahol ennek köszönhetően az átlagos szén-dioxid kibocsátás 0,2-3,2 kg m⁻² (Randerson et al., 2006). Az átlagos felszíni hőmérséklet emelkedése (kiváltképp ha az átlagos csapadékmennyiség is csökken) pedig ezen értékek további növekedéséhez vezet a gyakoribbá és hevesebbé váló erdő- és bozóttüzek miatt. Mind a NOAA *Pathfinder*, mind a GIMMS NDVI adatok alkalmasak arra, hogy a leégett területekről idősort készítsenek (Potter et al., 2005; Goetz et al., 2006; Riaño et al., 2007), azonban durva térbeli felbontásuk miatt a kisebb skálájú jelenségek kevésbé ismerhetők fel. Emiatt szokás az eredeti felbontású AVHRR/NDVI (Sukhinin et al., 2004; Chuvieco et al., 2008) vagy SPOT/NDVI adatokat is használni (Telesca és Lasaponara, 2006). Rovarok által a növényzetben tett károk (mint szintén hirtelen hatások) feltérképezéséhez is jól alkalmazhatók a különböző forrású NDVI adatok (Spruce et al., 2011).

Hasonlóan az antropogén hatásokhoz, a vegetációs indexek jól alkalmazhatók a szélsőséges időjárási események vegetációra gyakorolt hatásának vizsgálatához is. Zaitchik és munkatársai (2006) a 2003-as Nyugat-Európai hóhullám növényzetre gyakorolt káros hatását tanulmányozták MOD13 NDVI adatok alapján. Kern és munkatársai (2007a) NOAA *Pathfinder* NDVI és havi átlagos hőmérsékleti és havi csapadékösszeg adatok alapján vizsgálták a Kárpát-medencében aszályos 1992-es évet. Kern és munkatársai (2008a) másik tanulmányukban a 2007-es magyarországi hóhullám hatását vizsgálták az elérhető legfinomabb tér- (250 m × 250 m) és időbeli (16 nap) felbontású MOD13 NDVI adatok segítségével. Zhao és Running (2010) tíz éves MOD13 NDVI és EVI adatok felhasználásával kimutatták, hogy a szárazság regionális és globális NPP összegére gyakorolt hatása alapján annak értéke 2000-től összességében csökkent, szemben a globális melegedésből adódó, várható elméleti növekedéssel.

Fontos alkalmazási területe a vegetációs indexeknek a fenológiai ciklus detektálása és a növényzet típusának klasszifikációja. Putsay és munkatársai (2000) eredeti felbontású, 10 napos és havi kompozit AVHRR/NDVI adatok alapján határoztak meg éves átlagos növényzeti profilokat Magyarország területén. Lobell és Asner (2004) különböző térbeli felbontású MOD13 adatok

²⁸ Gross Primary Production (Bruttó Elsődleges Produkció)

alján kidolgozott, fenológiai profilt felismerő módszerükkel becsülték, hogy az adott vegyes felszínborítottságú képpont hány százalékban tartalmaz mezőgazdasági területet, illetve a területen belül adott növénytypust. Sakamoto és munkatársai (2005) illetve Barcza és munkatársai (2009) MOD13 NDVI adatokra illesztett *wavelet* transzformált görbék alapján végezték a növényzet fenológiai fázisainak feltérképezését illetve típusának klasszifikációját. A vegetáció dinamikájának monitorozására számos technikai eljárás létezik (pl. statisztikai megközelítések és görbe illesztések, illetve spektrális technikák, mint például Fourier, harmonikus vagy *wavelet* felbontás), mely tovább bővíti a témát érintő kutatások terét. Wardlow és Egbert (2008) 250 m × 250 m-es térbeli felbontású MOD13 NDVI adatok alapján klasszifikálták Kansas állam mezőgazdasági növényeit. Breuer és Ács (2010) NOAA *Pathfinder* NDVI adatok felhasználásával azonosított és becsült különböző növényzet típushoz tartozó felszíni ellenállás együtthatókat Magyarország adott területén. A növényzet típusának klasszifikációjából adódik az ún. felszínborítottsági adatbázisok létrehozása is, mely így módon szintén épülhet vegetációs indexek felhasználására is (DeFries és Townshend, 1994; DeFries et al., 1995; Strabler et al., 1999; stb.).

Az NDVI vegetációs index érdekes alkalmazási területe a talaj egyes tulajdonságainak becslése is, mint pl. a talaj nedvesség (Wang et al., 2007a; 2007b; Gu et al., 2008; Mallick et al., 2009; Han et al., 2010; Schnur et al., 2010), vagy sótartalma (Lobell et al., 2010).

Felsorolásunkban utolsóként a vegetációs értékeken alapuló termésbecslést említjük, mely azonban messze nem jelenti az alkalmazási területek végét. Az AVHRR/NDVI értékeken alapuló termésbecslés nem újkeletű kutatási terület, mind a terméshozam előrejelzése, mind annak analízisére jól használható (Quarmby et al., 1993; Hochheim et al., 1998). Prasad és munkatársai (2006) NOAA *Pathfinder* NDVI adatok és más meteorológiai változók felhasználásával, Ren és munkatársai (2008) MOD13 NDVI adatok alapján, míg Mkhabela és munkatársai (2011) sajátvételű MODIS/NDVI adatok alapján becsült termést. A termésbecslés azonban más indexeken is alapulhat (Ferencz et al., 2004).

Az NDVI alapuló alkalmazásoknak Magyarországon is széles irodalma van (pl. Dunkel és Vadász, 1993; Putsay et al., 2000; Bartholy és Pongrácz, 2005; Breuer és Ács, 2010), azonban helyszűke miatt erre jelen dolgozat keretein belül nem tudunk kitérni.

2. A felhasznált adatok bemutatása

A vizsgálatainkhoz felhasznált adatokat származtatási módjuk szerint csoportosíthatjuk. Ily módon megkülönböztetünk távérzékelte, *in situ* mért és modellezett adatokat. A távérzékelte adatok két részből állnak: (1) sajátvételi és saját feldolgozású műholdas adatokból, (2) a NASA által származtatott műholdas produktumokból, és (3) felszíni távérzékeléssel nyert ózon adatokból. Jelen fejezetben ezen felhasznált adatokat fogjuk részletesen bemutatni.

2.1. Az Eötvös Loránd Tudományegyetem műholdvevő állomása

Az ELTE TTK Űrkutató Csoportja 2002-ben telepítette műholdvevő állomását az egykori Környezetfizikai Tanszékcsoport keretein belül. A vevőberendezés kezdeti 1,5 méter átmérőjű antennája az egyetem lágymányosi épületegyütteséhez tartozó Északi tömbjének tetején (47,475°É, 19,062°K), közelítőleg 40 méter magasan került elhelyezésre az ún. napfizikai teraszon. A vevőállomással az amerikai NOAA meteorológiai műholdsorozat és a kínai FengYun kvázipoláris műholdak adatait lehetett venni (Ferencz *et al.*, 2003, Bognár *et al.*, 2005; Kern *et al.*, 2008d). Az ún. nagyfelbontású képtovábbítás révén (HRPT²⁹) a vevőberendezéssel közvetlenül elérhetőek a NOAA műholdak paraméterei és a mérőműszerek teljes felbontású adatai, amennyiben a műhold az adott földrajzi ponthoz képest a horizont felett tartózkodik. A műholdak mindig az utoljára mért adatokat sugározzák ki folyamatos adatáram formájában, így csak azok az adatok érhetőek el az adott vevőantenna segítségével, melyeket az adott műhold műszerei a horizonttól horizontig tartó pályájuk során mértek. A műholdvevő állomás 2004-ben jelentős fejlesztésen esett át, melynek következtében az új, 3,2 méter átmérőjű antennával a Terra és Aqua műholdak finomfelbontású, multispektrális MODIS adatai is elérhetővé váltak (Timár *et al.*, 2006; 2008). Tekintve, hogy az állomással egyszerre csak egy műhold rádióadása vehető (mely akár 15 percig is eltarthat), így egy másik, szintén épp áthaladó műhold adatait az állomás nem képes venni, mely adatkieséshez vezethet. További adatkiesést eredményez a NASA Naprendszer kutató DSN³⁰ hálózatának madridi antennája, mely közel azonos frekvencián működik, mint a Terra műhold közvetlen adattovábbítása. Az előbbi magasabb prioritása miatt a NASA kikapcsolja a Terra közvetlen adatsugárzását azokban az időpontokban, amikor annak erősebb jele megzavarná a gyengébb jelű naprendszerkutató űrhajóké, mely így pár perces kiesést jelent az adatokban. Az állomással a (2003 áprilisa óta) vett és archivált NOAA áthaladások száma eléri a 22 ezret, míg a (2004 szeptembere óta) Terra illetve Aqua MODIS áthaladások száma pedig meghaladja a 11 ezret. A következőkben ezen műholdakat és szenzoraikat mutatjuk be.

²⁹ High Resolution Picture Transmission

³⁰ Deep Space Network

2.2. A NOAA műholdsorozat

Az első meteorológiai célokra tervezett műholdat, az ún. TIROS³¹-t, 1960. áprilisában állította a NOAA Föld körüli kvázipoláris pályára. Az 1978-ban környezeti kutatási céllal felbocsátott TIROS-N prototípusként szolgált egy több évtizedet átölelő műholdcsaládhoz. A NOAA és a NASA közös POES³² elnevezésű sorozatának első tagja a NOAA-6 volt 1979-ben, utolsó tagját (NOAA-19) pedig 30 évvel később, 2009-ben állították Föld körüli pályára. A NOAA-8 (1983) műhold volt az első tagja annak a továbbfejlesztett TIROS-N sorozatnak, mely több műszerrel lett felszerelve, mint elődjei. Újabb fejlesztések eredményeként jött létre a NOAA-15 műholdtól kezdődően a NOAA KLM műholdsorozat és az azt követő NOAA-18 és NOAA-19 műholdak. Szenzoraik (AVHRR⁴, HIRS³³, AMSU³⁴, SBUV³⁵, SEM³⁶, SAR³⁷) közül az AVHRR leképező berendezés és az ATOVS³⁸ szondázó csoportot alkotó HIRS és AMSU nagy meteorológiai jelentőséggel bírnak. Az ATOVS által mért adatokat már több, mint 20 éve beépítik a numerikus időjárás előrejelző modellekbe a nagyobb előrejelző központokban. A fejlődésnek köszönhetően az előrejelzésekhez felhasznált adatok nagy részét napjainkban már ezen műholdas adatok teszik ki (*Köpken et al., 2001*). A szondázó-berendezések által nyújtott eme információtöbblet egyértelmű pozitív hatással van az előrejelzés minőségére, vagyis segíti a prognosztikát (*Thépaut, 2004*). A kisebb-nagyobb fajta meghibásodások ellenére, a felbocsátott műholdak többségének élettartama a várható két évet jóval meghaladta, mely egyrészt a műszerek megbízhatóságának, másrészt a széles körű és alapos laboratóriumi teszteknek köszönhető.

Az átlagosan 2 évente felbocsátott NOAA műholdak átlagos keringési magassága 833 és 870 km között felváltva váltakozik. Föld körüli keringésük iránya retrográd, a pontos inklináció (a Föld egyenlítői síkjával bezárt szöge) műholdanként változó, értékük kb. 98°-99°. Magasságuknak megfelelően 14-szer kerülnek meg a Földet egy nap, keringési idejük 101,3 és 102,2 perc, mely idő alatt a Föld forgásából adódóan mintegy 25°-kal keletre haladnak a Föld adott szélességi körén. Egy adott térség fölé 12 óra elteltével érkezik vissza a műhold, de ellentétes irányból, mint az előző áthaladáskor. Az operatív rendszert mindig a két utolsó „életképes” műhold alkotja, ahol az egyik délelőtti, a másik délutáni szerepet tölt be. Jelen dolgozat a NOAA-16, -17, és -18 műholdak adataira épül.

³¹ Television InfraRed Observation Satellites

³² Polar Operational Environmental Satellites

³³ High Resolution Infrared Radiation Sounder

³⁴ Advanced Microwave Sounding Unit

³⁵ Solar Backscatter Ultraviolet Radiometer

³⁶ Space Environment Monitor

³⁷ Search and Rescue

³⁸ Advanced TIROS Operational Vertical Sounder

A POES sorozat folytatásaként a következő kvázipoláris meteorológiai amerikai műholdsorozat az NPOESS³⁹, melynek első műholdjának a pályára állítása 2013 körül várható. Az ún. NPP⁴⁰ program hivatott a jelenlegi POES és EOS⁴¹ illetve a tervezett NPOESS műholdak közötti áthidalásra. Tesztműholdjának felbocsátása 2011-re várható.

2.2.1. Az AVHRR szenzor

Az AVHRR⁴/3 egy hat csatornás sugárzásmérő műszer (melyből egyszerre mindig csak öt üzemel), ahol az első három csatorna a látható illetve a közeli infravörös tartományban, míg a további három csatorna az infravörös tartományban található (1. Táblázat). A műszer egy forgótükörrel felszerelt leképező rendszer. Az ún. forgótükörös leképezés értelmében a műhold haladása közben vékony sávonként végigpásztazza, úgymond soronként letapogatja a földfelszínt. Egy adott sor közepe a műhold nadírjában, azaz pontosan a műhold alatt helyezkedik. Egy ilyen sor, mely merőleges a műhold haladására, 1×2048 pixelből áll, földfelszíni torzult mérete pedig mintegy $1,09 \text{ km} \times 2925 \text{ km}$. A szenzor adott mérésre vonatkozó látószögéhez tartozó felszíni terület a nadírbeli $1,09 \text{ km}$ átmérőjű körről egy $6,6 \text{ km} \times 2,4 \text{ km}$ -es ellipszisre torzul. A Föld felől érkező sugárzást a folyamatosan forgó tükör vetíti a műszer szenzorára.

Csatornaszám	Hullámhossztartomány [μm]	Az aktív üzemelés időszaka
1	0,58 - 0,68	Állandóan
2	0,725 - 1,10	Állandóan
3A	1,58 - 1,64	Csak nappal
3B	3,55 - 3,93	Csak éjszaka
4	10,30 - 11,30	Állandóan
5	11,50 - 12,50	Állandóan

1. Táblázat

Az AVHRR/3 sugárzásmérő csatornáinak hullámhossztartománya.

A szenzor által nyújtott információk az egyik legértékesebb adatforrássá váltak az elmúlt évek során a nem meteorológiai környezeti kutatások területén is, alkalmazási területe sokkal tágabbá vált, mint ahogy azt eredetileg tervezték (Cracknell, 2001). Előnyei közé tartozik, hogy a mért adatai már több, mint 25 éves, szinte folytonos adatsort képeznek. A folytonosság érdekében a szenzor más műholdakon is elhelyezésre kerül: ilyen az első európai meteorológiai kvázipoláris

³⁹ National Polar-orbiting Operational Environmental Satellite System

⁴⁰ NPOESS Preparatory Project

⁴¹ Earth Observing System

műhold, a MetOp⁴²-A, melyet az EUMETSAT EPS⁴³ program keretében 2006 októberében állítottak Föld körüli pályára.

2.2.2. Az AVHRR adatok előfeldolgozása

A HRPT adatáramban foglalt AVHRR nyers adatokon korábbi munkánk segítségével végezzük el az előfeldolgozást (Kern, 2004). Ez az összetett munkafolyamat magában foglalja a földrajzi azonosítást, annak utólagos finomítását, a mindenkori legfrissebb konstansokon alapuló kalibrációs folyamatot, a hibaszűrést illetve a felhőmaszk meghatározását.

2.3. A Terra és Aqua műholdak

A NASA EOS űrbázisú földmegfigyelő rendszer első képviselője az Egyesült Államok, Japán és Kanada együttműködéseként létrejött EOS-AM1/Terra (továbbiakban Terra) műhold, melyet 1999. december 18-án lőttek fel a kaliforniai Vandenberg bázisról. Fedélzetén öt, a tudomány akkori fejlettségének megfelelő, kiváló szenzor (ASTER⁴⁴, CERES⁴⁵, MISR⁴⁶, MODIS, MOPITT⁴⁷) kapott helyet, melyek méréseire és azok pontosságára korábban űrbázisú eszközről még nem volt példa. Ezzel lehetővé vált az óceánok, a szárazföld, a légkör és a bioszféra közötti kapcsolatok vizsgálata, mely kiterjed mind a természetes mind az antropogén globális klíma- és környezetváltozásra is. A műhold pályája 98,2023°-os inklinációjú kvázipoláris napszinkron pálya ~705 km magasan a földfelszín felett. Ebből következően ~98,7 percenként kerüli meg a Földet, adott térség fölött legalább naponta kétszer áthalad és 16 naponként pontosan ugyanazon a pályán halad végig. Napszinkron pályája értelmében minden leszálló pálya esetén 10:30 helyi időben halad át először az Egyenlítő felett, mely tulajdonsága miatt a délelőtti, AM nevet is kapta. Felszálló pályáin 12 órával később, 22:30 helyi időben halad át az Egyenlítő felett. A Kárpát-medence felett délelőtt megközelítőleg 9:25 UTC és 10:10 UTC között halad át.

A Landsat-7 (1999), EO-1 (2000), SAC-C (2000) és a Terra (1999) műhold együttesen az ún. „Morning Train” műholdsorozatot alkotják. Majdnem ugyanazon a pályán haladva rendre 1, 27 és 1 perc választja el őket. (Mivel az időkülönbségek alatt a Föld továbbfordul tengelye körül, ezért a pályák egymáshoz képest eltoltak, hogy a műholdak mégis pontosan ugyanazon pont fölött haladhassanak át.)

⁴² METeorological Operational satellite Programme

⁴³ EUMETSAT Polar System

⁴⁴ Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer

⁴⁵ Clouds and the Earth's Radiant Energy System

⁴⁶ Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer

⁴⁷ Measurement of Pollution in the Troposphere

A Terra fedélzetén lévő műszerek méréseit kiegészítve, lehetőségeit kitágítva került felbocsátásra 2002. május 4-én az EOS következő műholdja, az EOS-PM1/Aqua (továbbiakban Aqua). Szenzorjai (AIRS⁴⁸, AMSU-A, AMSR-E⁴⁹, CERES, MODIS, HSB⁵⁰) többségében különböznek a Terrától, azonban kettő (köztük a MODIS), a Terrán is megtalálható. Az Aquát a Terrához hasonló pályára állították annyi különbséggel, hogy az Egyenlítő felett minden felszálló pálya esetén 13:30 helyi időben halad át először, vagyis délutáni (PM) műholdnak tekinthető. A Kárpát-medence felett napközben megközelítőleg 11:25 UTC és 12:10 UTC között halad át. Két egymást követő Terra és Aqua áthaladás közötti időkülönbség ~102-104 perc, így méréseiket kombinálva számos paraméter napi változékonyságának vizsgálatára is lehetőség nyílik.

Az Aqua műholdat pályáján négy további műhold követi szorosan, csupán másodpercekkel lemaradva: CloudSat (2006), CALIPSO⁵¹ (2006), PARASOL (2004), és a legvégén 13 percre az Aura (2004), melyek így együtt az „A-train” nevet kapták. Térben első tagja a szén-dioxid mérésére kifejlesztett, egyedülálló OCO⁵² műhold lett volna, mely azonban sikertelen indítás után 2009. február 24-én a Csendes-óceánba zuhant. A felbocsátás ideje szerint utolsó tagja az aeroszol részecskék tanulmányozására létrehozott Glory lett volna, melyet azonban a 2011. március 4-ei fellövés után nem sikerült pályára állítani. A szinte egyidejű, kombinált méréssorozat segítségével még több információt kaphatunk a Földről és légköréről. Az ilyen műholdsorozatok az egyetlen egy platformon elhelyezett sok, különböző, és értékes műszerek egyidejű sérülékenységét csökkentik. A Terra és Aqua műholdakon lévő szenzorok immár lassan 10 éve végzik folyamatos méréseiket, mely a kvázipoláris műholdak operatív élettartamukat tekintve tekintélyesen soknak számít.

2.3.1. A MODIS szenzor

Az amerikai NASA GSFC⁵³ által létrehozott MODIS⁷ egy 36 spektrális mérési csatornával kialakított kétoldalú forgótükros sugárzásmérő műszer, mely méréseit 0,412 μm és 14,235 μm között végzi (Salomonson *et al.*, 1989; King *et al.*, 1992). Kettő csatorna 250 m \times 250 m, 5 csatorna 500 m \times 500 m, a maradék 29 csatorna pedig 1000 m \times 1000 m horizontális térbeli felbontással rendelkezik a nadírban (2. Táblázat). A szenzor tükre a $\pm 55^\circ$ közötti tartományról juttatja a sugárzást a detektorokhoz, így egy leképezett sor 1 km-es felbontás esetén 1354 \times 10 pixelből áll, mely egy mintegy 2330 km széles és (a nadírban) 10 km hosszú sávnak felel meg.

⁴⁸ Atmospheric Infrared Sounder

⁴⁹ Advanced Microwave Scanning Radiometer

⁵⁰ Humidity Sounder for Brazil

⁵¹ Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation

⁵² Orbiting Carbon Observatory

⁵³ Goddard Space Flight Center

Csatornaszám	Horizontális felbontás [m × m]	Hullámhossztartomány [μm]	Elsődleges célterület
1	250	0,620 - 0,670	Szárazföld, felhők, aeroszok
2	250	0,841 - 0,876	
3	500	0,459 - 0,479	
4	500	0,545 - 0,565	
5	500	1,230 - 1,250	
6	500	1,628 - 1,652	
7	500	2,105 - 2,155	
8	1000	0,405 - 0,420	Óceánok, biogeokémia
9	1000	0,438 - 0,448	
10	1000	0,483 - 0,493	
11	1000	0,526 - 0,536	
12	1000	0,546 - 0,556	
13	1000	0,662 - 0,672	
14	1000	0,673 - 0,683	
15	1000	0,743 - 0,753	
16	1000	0,862 - 0,877	
17	1000	0,890 - 0,920	
18	1000	0,931 - 0,941	
19	1000	0,915 - 0,965	
20	1000	3,660 - 3,840	Felszínhőmérséklet
21	1000	3,929 - 3,989	
22	1000	3,929 - 3,989	
23	1000	4,020 - 4,080	
24	1000	4,433 - 4,498	
25	1000	4,482 - 4,549	Légköri hőmérséklet
26	1000	1,360 - 1,390	
27	1000	6,535 - 6,895	Légköri vízgőz
28	1000	7,175 - 7,475	
29	1000	8,400 - 8,700	Felhőtulajdonságok
30	1000	9,580 - 9,880	Ózon
31	1000	10,780 - 11,280	Felszínhőmérséklet
32	1000	11,770 - 12,270	
33	1000	13,185 - 13,485	Hőmérsékleti profilok
34	1000	13,485 - 13,785	
35	1000	13,785 - 14,085	
36	1000	14,085 - 14,385	

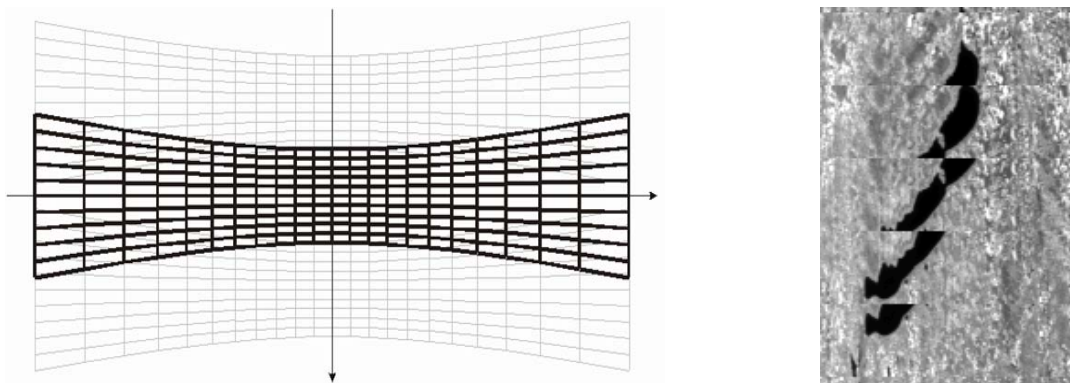
2. Táblázat

A MODIS szenzor mérési csatornái és a szolgáltatott adatok lehetséges felhasználási területei.

Tekintve, hogy a hordozó műholdak X-sávú közvetlen adattovábbító-rendszerrel is rendelkeznek, mely megfelelő vevőberendezés esetén lehetőséget biztosít a MODIS adatok közvetlen vételére is, ezért adott földfelszíni pontban az aktuálisan mért adatok szinte azonnal (*real-time*) elérhetők. Az adatok 12 bites formában kerülnek továbbításra, mellyel négyszer több információ tárolására, továbbküldésére van lehetőség, mint a NOAA/AVHRR 10 bites adattovábbítása esetén. Ennek megfelelően az adatátvitel a NOAA műholdak másodpercenkénti 0,67 Mbit/sec sebességéhez képest nagyobb, 10,6 Mbit/sec a nappali adatáramok esetén. A MODIS szenzor két műhold fedélzetén található meg: a Terrán 2000. február 24. óta, az Aquán

2002. június 24. óta működik operatíván. Együttesen naponta majdnem teljes globális lefedettséget biztosítanak. A szenzor tervezett élettartama 6 év, melyen már mind a Terra/MODIS, mind az Aqua/MODIS túlteljesített. Jelenlegi műszaki állapotukat tekintve optimális esetben még legalább 2016-ig üzemképesek lesznek.

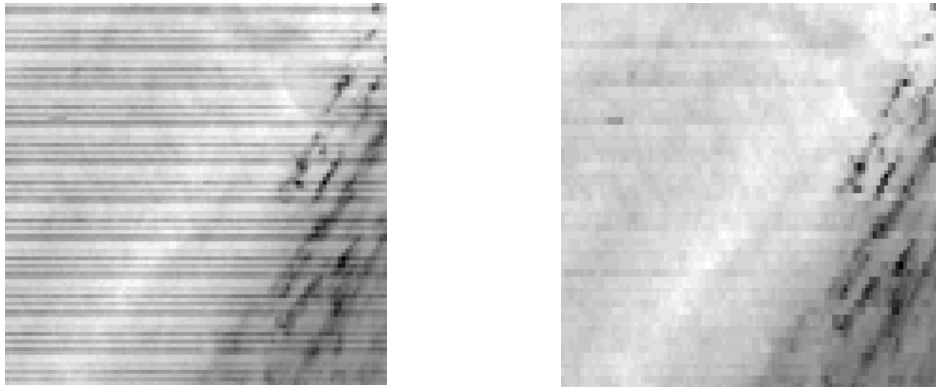
A műszerrel szemben támasztott igények egy nagy sugárzási érzékenységű, precíz georegisztrálású és magas kalibrációs pontosságú szenzor létrejöttéhez vezettek, mely számos kihívást keltett életre. Fedélzeti kalibrációs eljárása az egyik legösszetettebb és legszélesebb körű, mely valaha a műholdas távérzékelés történelme során működött. A precíz kalibrációs eljárásán túl pontos méréseinek háttérében 490 detektor áll, melyek elemei közötti (akár meghibásodás miatti) különbségek szembetűnők és korrigálást igényelnek. A Föld görbült alakjának hatására az összetett sugárzásmérések a hordozó műholdak pályája mentén érdekes, csokornyakkendőre hasonlító (ún. *bontie*) torzulást eredményeznek, mely a szenzor egyedülálló jellegzetessége (*1. ábra*). Mivel adott képpontról így többszörös mérésel nyerünk információt, ezért ezek szintézisére van szükség. A megfigyelés geometriai adottságainak köszönhetően egy, a nadírban 1 km-es pixel a leképezés szélén pályamenti irányban 2,01 km-re, míg erre merőlegesen, vagyis a leképezés irányában 4,83 km-re torzul.



1. ábra

A *bontie*-torzulás sematikus ábrája (bal oldal) és a *bontie*-torzulás miatti információismétlődés megjelenítése (a 2-es csatorna adataival) a leképezés szélén (jobb oldal).

A *bontie* jelenségen kívül más, a szenzor műszaki adottságaiból eredő képi torzulások is megfigyelhetők a mért adatokon. A 490 detektor egymástól függetlenül történő kalibrálása a szenzor tulajdonságainak megfelelően különböző jellegű csíkosságot kölcsönöz a képeknek. Ezt a csíkosságot okozhatja a kétoldalú forgótükör különböző két oldala, a 490 detektor eltérő tökéletessége, zajossága, vagy teljes elromlás miatti kiesése, illetve foton beszűrődés egyik detektortól a másikhoz (5-ös csatornától a 26-os csatornába). E torzulások (a teljesen elromlott detektor okozta hiba kivételével) utólagosan bizonyos fókig korrigálhatók, melyre példa a *2. ábra*.



2. ábra

A 28-as csatorna ($7,175\text{-}7,475\mu\text{m}$) csíkos szerkezetű képe adott műholdáthaladás felnagyított részletére (bal oldal) és annak korrigált képe (jobb oldal).

A térbeli azonosítást lehetővé tevő földrajzi koordináták előállítása sokkal korszerűbb, mint a NOAA/AVHRR adatok esetén (Kern, 2004), így például domborzati modell (SRTM⁵⁴) is integrálásra került, mely az adott képpont látszólagos földrajzi helyét korrigálja. A mért képpontokhoz tartozó földrajzi koordináták előállítása történhet a műhold áthaladása után közvetlenül (*real-time*), illetve 24 órával később, a NASA által kiszámított pontos pályaadatok felhasználásával. A valós idejű koordináta-számítás a Terra és az Aqua műholdak esetén eltérő módon történik, ugyanis a Terra/MODIS antennával közvetlenül vett adatai tartalmazzák ezen adatokat, míg az Aqua/MODIS adatai csak a számításhoz szükséges közelítő pályaelemeket. Míg a valós idejű koordináták pontossága 50 méteren belüli, addig az utólagosan meghatározottaké 50 méter körül van (Wolfe et al., 2002).

Tekintve, hogy a Terra és az Aqua MODIS szenzora sem a detektorok állapotát tekintve, sem sugárzástani szempontból eleve nem teljesen azonosak, így a Terra/MODIS és az Aqua/MODIS adatok mindenképpen külön feldolgozást igényelnek. A kiértékelésnél továbbá figyelembe kell venni, hogy a két hordozó műhold eltérő pályája miatt a mért adatok különböző megvilágítási és megfigyelési geometria mellett keletkeznek.

2.3.2. A hivatalos MODIS produktumok

Számos alapvető, ún. "hivatalos" MODIS produktum kerül folyamatosan előállításra a NASA-nál, melyek jól dokumentáltak, validáltak, és szigorú minőségellenőrzésen átesett, származtatott környezetfizikai mennyiségek (King et al., 2004; Santchenko et al., 2004). A származtatás egymásra épülő szinteken történik, így a produktumok is különböző feldolgozottsági

⁵⁴ Shuttle Radar Terrain Mission

szinteknek felelnek meg. A vett, nyers MODIS adatok és a belőlük származtatott produktumok a feldolgozottsági szintek alapján a következők lehetnek:

- 0. szint (*Level-0*): a teljesen nyers, közvetlenül a műholdról vett adatáram szerkezetileg átalakított változata;
- 1A szint (*Level-1A*): a feldolgozás köztes állapota, mely már nem tartalmaz kommunikációs információkat, csak a mért értékeket illetve a kalibrációhoz és a georeferáláshoz (földrajzi azonosításhoz) szükséges adatokat;
- 1B szint (*Level-1B*): kalibrált és georeferált radianciák, illetve a földrajzi koordináták és egyéb, a mérés geometriájára vonatkozó adatok mezeje minden egyes mért adathoz, mint képponthez;
- 2. szint (*Level-2*): közvetlen adattovábbítással vételezett, egy-egy műholdáthaladás során mért adatokból (1B szint) származtatott geofizikai mennyiségek az eredeti MODIS rácson;
- 3. szint (*Level-3*): egységes szinuszoszoidális szabályos rácstra interpolált, térben és időben változó felbontású globális mező;
- 4. szint (*Level-4*): modelleredmények, vagy más, alacsonyabb szintű adatok együttes feldolgozásából származó értékek.

A hivatalos MODIS produktumok 1A, 1B, 3-as és 4-es szintűek. Hivatalos elnevezésük a következő formát ölti: MOD XX, ahol XX egy 1-től 44-ig terjedő azonosító szám. Az adatok előfeldolgozását jelentő 1-es szintű produktumokon túl a légkörre, a földfelszínre, az óceánra és a krioszférára vonatkozó produktumokat (*NASA, 2010a*) származtatnak és tesznek elérhetővé folyamatos jelleggel (*NASA EOSDIS, 2009*). Ezek a teljesség igénye nélkül az alábbiakra terjednek ki: légköri aeroszolok mennyisége, teljes kihullható vízgőz, felhőzet, felszíni hőmérséklet és emisszivitás, felszínborítottság, evapotranspiráció, felszíni tűzforrások és biomassza égetések, LAI²⁰ FPAR²¹, GPP²⁸, NPP²², hó- és tengeri jégborítottság, SST⁵⁵, tengervizek klorofill-A és pigmentkoncentrációja, klorofill fluoreszcencia, szervesanyag-koncentráció, fitoplankton-koncentráció, stb.. Ezen MODIS produktumok előnyei közé tartozik, hogy globálisak, viszonylag jó időbeli és térbeli felbontással rendelkeznek, megbízhatók és ingyenesen hozzáférhetők. A legjobb térbeli felbontásuk 250 m × 250 m, míg a legjobb időbeli felbontásuk 16 nap. Utóbbi egyrészt annak a következménye, hogy a hordozó műholdak 16 naponként pontosan ugyanazon a pályán haladnak végig, így a 16 napos periódusok azonos megvilágítási (kivéve a Nap éves menete okozta változásokat) és megfigyelési geometriai helyzeteket tartalmaznak. Így az eltérő geometriákból eredő problémák kiküszöbölhetők.

⁵⁵ Sea Surface Temperature

Másrészt 16 nap alatt a két MODIS szenzor általában legalább egyszer derült időjárás mellett végezheti méréseit a Föld nagy részén. A származtató algoritmusokat „verziószámmal” jelölik, a belőlük létrehozott produktumokat pedig különböző „szintű” összegyűjtésű adatbázisokba sorolják (pl. C005⁵⁶ = 5-ös szintű összegyűjtésű adatbázis). Az adatok formátuma többségében az NCSA⁵⁷ által kidolgozott ún. önleíró struktúrájú HDF⁵⁸.

2.3.3. A hivatalos MOD13 produktum

A származtatott AVHRR/NDVI adatok verifikálásához a NASA hivatalos MOD13 produktumát használtuk (*Justice et al., 1998; Huete et al., 1999; 2002*), mely külön érhető el a Terra és az Aqua műholdak méréseiből. A légkörileg korrigált MODIS adatokból származtatott vegetációs indexeket (NDVI és EVI) magába foglaló MOD13 produktum 3-as feldolgozottsági szintű, melyben az adatokat egységes szinuszoszoidális szabályos rácsra interpolálják és $10^\circ \times 10^\circ$ -os földrajzi egységenként teszik elérhetővé (*NASA EOSDIS, 2009*). Az általunk felhasznált adatok (a legfrissebb) 5-ös szintű összegyűjtésűek (C5), és a legjobb elérhető időbeli, azaz 16 napos felbontással rendelkeznek (*NASA EOSDIS, 2009*). Térbeli felbontásuk alapján kétféle adatot választottunk: a legjobb térbeli, vagyis $250 \text{ m} \times 250 \text{ m}$ -es felbontását, illetve a NOAA/AVHRR adatok felbontásához igazodó $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ -est. A 16 napos időbeli felbontás nem egységesen 16 naponkénti adatokat biztosít, hanem az alkalmazott CV-MVC⁵⁹ eljárással a 16 napos periódusok alatt előfordult, legoptimálisabb légköri körülményeknek illetve legoptimálisabb megvilágítási és mérési geometriának megfelelő legmagasabb vegetációs index értékeket tartalmazza. Vagyis adott év 23 (esetenként 24) darab vegetációs indexéhez hozzátartozik az adat forrásának időpontja is. Emellett még minden egyes vegetációs értékhez hozzátartozik az annak minőségére, megbízhatóságára vonatkozó információ, a mérést leíró geometriai szögek értéke, és a származtatáshoz felhasznált mérési csatornák reflektanciaértékei. A származtatás megbízhatósága alapján az alábbiakat különböztetik meg: (1) teljesen megbízható adat, (2) adathiány, (3) kevésbé megbízható, (4) hóval vagy jéggel borított felszín, illetve (5) felhős képpont. Az általunk felhasznált C5-ös összegyűjtésű adatok 2008 májusára lettek teljesek, és váltak elérhetővé visszamenőleg is: Terra/MODIS adatokra 2000 februártól, míg Aqua/MODIS-ra 2002 júliustól.

Munkánk verifikálásához felhasznált hivatalos MOD13 produktum választása többoldalú volt. Az új, korszerű szenzorok keskenyebb hullámhossztartományú mérési csatornái elődjeihez

⁵⁶ Collection 005

⁵⁷ National Center for Supercomputing Applications

⁵⁸ Hierarchical Data Format

⁵⁹ Constraint View angle Maximum Value Composite

képeket jobb minőségű produktumok származtatását teszi lehetővé. Továbbá mivel jelen dolgozat AVHRR adatokon kívül zömében MODIS adatokra épül, ezért kézenfekvő volt a MODIS adatokból származtatott vegetációs indexeket tartalmazó MOD13 produktum választása.

2.3.4. A sajátvételi MODIS adatok előfeldolgozása

Adott felszíni vevőállomás által vett adatokból a 2. szintig lehet előállítani a produktumokat a megfelelő szoftverekkel. Első lépésként a teljesen nyers, műholdról érkezett mérési, kalibrációs és navigációs adatáramot kell kalibrált és georeferált fizikai mennyiségekké, radianciákká és földrajzi koordinátákká alakítani. Ehhez a SeaDAS csoport ingyenesen elérhető MODISL1DB (v1.4) szoftverét használjuk (NASA, 2010c), mely szinkronban áll a MODIS kalibrációs csoport (MCST⁶⁰) folyamatos frissítéseivel. Ezután a szenzor tulajdonságaiból adódó (a 2.3.1. alfejezetben részletezett) infravörös csatornákon megjelenő csíkos szerkezetet a 1 km felbontású kalibrált radianciákból részben vagy teljesen eltávolítjuk (Gumley és Strabala, 2008). Ahogy a két MODIS szenzor folyamatosan öregszik, az eltávolító folyamathoz szükséges koefficiensek is folyamatosan változnak. Az alkalmazott eljárásnak egyértelmű pozitív hatása van a képeken, és a különböző származtatott környezetfizikai mennyiségeken. Az algoritmus operatíván fut a további produktumok származtatása előtt a DSFC DAAC központban 2005 óta.

Az előfeldolgozáson átesett 1-es szintű MODIS adatokból az ún. IMAPP⁶¹ MODIS Level2 szoftvercsomag segítségével állítjuk elő a légrétegre vonatkozó származtatott mennyiségeket. A szoftvercsomagot (melynek Level1 párját a korábbiakban szintén alkalmaztuk) az amerikai Wisconsin-Madison Egyetem IMAPP csoportja hozta létre a NASA támogatásával, fejleszti folyamatosan és teszi ingyenesen elérhetővé (CIMSS, 2010). Segítségével bármely vevőállomáson a közvetlen adatvétellel vett Terra és Aqua MODIS adatokból számos valós idejű, 2-es szintű produktumot lehet előállítani (Strabala et al., 2003; Huang et al., 2004; Strabala et al., 2004), melyeket a következő (2.3.5.) alfejezetben részletezünk. A szoftvercsomag frissítéseit folyamatosan figyelemmel kísérve mindig a legújabb verzióval dolgozunk. A 3.1.2.2.3. alfejezetben részletezett kihullható vízgőz származtatásokat korábban, az (akkori legfrissebb) 1,8-as verzióval végeztük. A dolgozat írásakor az általunk használt 2,1-es verzió megfelel a DAAC⁶² legfrissebb, egységesített algoritmusokkal előállított C005 (vagyis 5-ös szintű) adatbázisának. A származtatásokat számos segédadat teszi még pontosabbá, melyek a következők:

⁶⁰ MODIS Calibration Support Team

⁶¹ International MODIS/AIRS Processing Package

⁶² Distributed Active Archive Center

- a GDAS⁶³ numerikus adatasszimiláló rendszer 6 óránkénti analízise;
- a NESDIS⁶⁴ teljes ózontartalom (TOAST⁶⁵) analízise;
- a NISE⁶⁶ valós idejű adatai a tengeri jég koncentrációról és a hómezők kiterjedéséről;
- az SSMI⁶⁷ szenzor NCEP⁶⁸ által közétett napi bontású tengeri jég koncentrációja;
- és az optimum interpolálással készülő heti NCEP tengerfelszín-hőmérséklet analízis (OISST⁶⁹).

Ezek közül az SSMI tengeri jég koncentráció $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ -os, a NISE hómező $0,5^\circ \times 0,25^\circ$ -os, míg a többi kiegészítő adat $1^\circ \times 1^\circ$ -os horizontális felbontású. A feldolgozáshoz használt *Level1* és *Level2* szoftverek Linux környezetben működnek (*Kern et al., 2009; 2010a; 2010b*).

Azokban a kis számú esetekben, amikor nagyrészt derült időjárás volt a Kárpát-medencében, és a Terra vagy Aqua műholdak pályái is kedvezőek voltak (a műhold nadírvonala a térség felett ívelt át), azonban az ELTE vevőállomás mégsem rögzítette az adott áthaladást (másik, NOAA-műhold adatait vette, vagy pedig meghibásodás miatt semmilyen vétel nem volt), a NASA ún. *MODIS Rapid Response System* (*NASA, 2010b*) oldaláról töltöttük le az 1B szintű adatokat. Ezen letöltött 1B szintű adatok megfelelnek a sajátvételi MODIS adatok 1B szintű feldolgozottságának.

2.3.5. A sajátvételi MODIS adatokból származtatható valós idejű produktumok

A sajátvételi DB MODIS adatokból származtatható valós idejű produktumok 6 főcsoportba sorolhatók (*Kern et al., 2009; 2010a; 2010b*).

(1) Az összetett felhőszűrés eredményét tartalmazó $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ horizontális felbontású produktum kiterjed többek között a felhőzet és a felszín típusára (szárazföld, víz), annak bizonyosságára, a felszínborítottságra (hó, jég, sivatag), egyéb, a felszíni radianciákat módosító tényezőkre (napbecsillanás⁷⁰, por, füst, árnyék), stb. (*Ackerman et al., 1998; Ackerman et al., 2002*). Ez a legalapvetőbb produktum, hisz minden további származtatott mennyiség felhasználásának az alapját képezi. A származtatás megegyezik a DAAC operatív MOD35 produktum algoritmusával.

⁶³ Global Data Assimilation System

⁶⁴ National Environmental Satellite, Data and Information Services

⁶⁵ Total Ozone Analysis using SBUV/2 (Solar Backscatter UltraViolet instrument) and TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder)

⁶⁶ Near real-time Ice and Snow Extent

⁶⁷ Special Sensor Microwave Imager

⁶⁸ National Centers for Environmental Prediction

⁶⁹ Optimum Interpolation Sea Surface Temperature

⁷⁰ A napbecsillanás (*sunglint*) magas napállású (vagyis kis napzenitszögű) tengeri képpontok esetén a Nap becsillanását jelenti a tükröként szolgáló vízfelületeken.

(2) A közeli infravörös módszerrel számolt vertikálisan integrált vízgőz IMAPP változata $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ horizontális felbontással állítható elő nappali műholdáthaladásokból derült szárazföldi képpontokra (*Albert et al., 2005*):

- vertikálisan integrált vízgőz [kg m^{-2}].

Ez a származtatás nem egyezik meg a hivatalos DAAC MOD05 produktum módszertanával.

(3) A „légköri profilok” gyűjtőnevet viselő mennyiségek $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ horizontális felbontással állíthatók elő az infravörös mérésekből, derült képpontokra (*Seemann et al., 2003; 2006*):

- vertikális hőmérsékleti profil 20 szintre vonatkozóan [K];
- vertikális nedvességi profil 20 szintre vonatkozóan [K];
- vertikális ózon profil 20 szintre vonatkozóan [g/kg];
- felszíni hőmérséklet [K];
- teljes légoszlop ózontartalma [Dobson];
- vertikálisan integrált vízgőz [cm];
- stabilitási indexek: *Total Totals*, K-index, és a *Lifted*-index [K].

A vertikális profilok szintjei a következők: 5, 10, 20, 30, 50, 70, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 620, 700, 780, 850, 920, 950 és 1000 hPa, melyek magasságaik, mint felszíntől vett távolságuk szintén megadott változók. A produktumok között még a felszíni légnyomás [hPa] és a felszín magassága is megtalálható, azonban ezek a származtatáshoz szükséges segédadatokból az áthaladásnak megfelelő MODIS-rácsra előállított mennyiségek.

(4a) A „felhőtető és felhőfázis” gyűjtőnevet viselő mennyiségek $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ horizontális felbontással állíthatók elő (*Menzel et al., 2002; 2006*):

- felhőtető nyomása és hőmérséklete [hPa, K];
- tropopauza magassága [hPa];
- felhőborítottság [%];
- felhőzet effektív emisszivitása [%];
- felhőfázis.

A származtatás megegyezik a DAAC operatív MOD06 produktum algoritmusával, habár az IMAPP produktuma a (4b) alatt részletezettekkel több, a hivatalos MOD06-ban nem szereplő változókat is tartalmaz.

(4b) A „felhőzet optikai tulajdonságai” gyűjtőnevet viselő mennyiségek $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ horizontális felbontással állíthatók elő a nappali áthaladások esetén (*Platnick et al., 2003; Moody et al., 2007; 2008; Yang et al., 2007*):

- felhőzet optikai vastagsága;

- felhőelemek effektív mérete [μm];
- folyékony halmazállapotú felhőelemek tömege egységnyi légoszlopban [g m^{-2}].

(5) A légköri aeroszolon vonatkozó származtatott aeroszol optikai mélységek (továbbiakban AOD⁷¹) $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ horizontális felbontással állíthatók elő nappali műholdáthaladásokból (Remer *et al.*, 2006a):

- AOD óceánra és szárazföldre $0,55 \mu\text{m}$ -en;
- AOD arány a finom aeroszolon, óceánra és szárazföldre $0,55 \mu\text{m}$ -en;
- korrigált AOD szárazföldre $0,47$, $0,55$ és $0,66 \mu\text{m}$ -en;
- effektív AOD átlag óceánra $0,47$, $0,55$, $0,66$, $0,86$, $1,2$, $1,6$ és $2,1 \mu\text{m}$ -en.

Ezen mennyiségek származtatása megegyezik az operatív MOD04 produktum algoritmusával.

(6) A tengerfelszín hőmérsékletére vonatkozóan származtatható mennyiségek $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ horizontális felbontással állíthatók elő derült nyíltvízi képpontokra (Davies, 2004):

- SST [$^{\circ}\text{C}$];
- SST₄, mely a $4\mu\text{m}$ környékén elhelyezett MODIS csatornák adatainak felhasználásával készül (azonban csak éjszakai áthaladások esetén alkalmazható) [$^{\circ}\text{C}$].

Ez a származtatás nem egyezik meg a hivatalos DAAC MOD28 produktum módszertanával.

2.4. A felhasznált rádiószondás adatok ismertetése

A felhasznált rádiószonda adatok az amerikai Wyoming-i Egyetem archívumából kerültek letöltésre (forrás: *University of Wyoming, 2010*) a Kárpát-medence alábbi rádiószondás állomásaira: Belgrád, Bécs, Budapest, Poprád-Ganovce és Zágráb. A Budapestre vonatkozó adatok a finn Vaisala RS92 típusú rádiószondájának méréseiből származnak, melyet az Országos Meteorológiai Szolgálat budapesti állomásán 2004 júliusa óta használnak. A letölthető táviratok tartalmazzák a felszállásokból integrálással származtatott teljes légoszlopokra vonatkozó kihullható vízgőz értékeket is mm egységben.

2.5. A felhasznált ECMWF adatok ismertetése

Vizsgálatainkhoz adatokat használtunk fel az Európai Középtávú Időjárás Előrejelző Központ (ECMWF⁷²) operatív numerikus időjárás előrejelző modell adataiból is, amelyek a MARS⁷³ archívumon keresztül érhetőek el. A determinisztikus rövidtávú előrejelzési és analízis

⁷¹ Aerosol Optical Depth

⁷² European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

eredmények közül az alábbiakat használtuk fel:

- teljes légoszlopra vonatkozó összegzett vízgőz értékek [kg m^{-2}], kód: 137;
- felszíni párolgás [mm h^{-1}], kód: 182.

Vizsgálataink idején a modelladatok elérhető horizontális rácsfelbontása $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ volt (T511, szemben az új, napjainkban is alkalmazott nominális $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ felbontással (T799) rendelkező modellel (Untch *et al.*, 2006)). A felhasznált előrejelzési adatok 00 UTC indításúak és 3, 6, 9, 12, 15, 18 és 21 UTC-re vonatkoznak, míg az analízis adatok csak 6 óránként, 00, 06, 12 és 18 UTC-re érhetők el.

A publikusan elérhető, $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ -os horizontális felbontású, 12 UTC-re vonatkozó napi ERA40⁷⁴ adatok (Uppala *et al.*, 2005) közül 30 évre vonatkozó (1961-1990) teljes kihullható vízgőz, és vertikálisan integrált ózonértékeket (kód: 206) használtunk fel (ECMWF, 2010a). Az ERA40 folytatásaként létrehozott ERA Interim adatbázis (Simmons *et al.*, 2007) szintén publikusan elérhető, $1,5^\circ \times 1,5^\circ$ -os horizontális felbontású, 12 UTC-re vonatkozó napi adatai közül pedig 10 évre vonatkozó (2000-2009) felszíni légnyomás adatokat (kód: 134) használtunk fel (ECMWF, 2010b).

2.6. A felhasznált OMI ózon adatok bemutatása

Az ózon mérés legkorszerűbb műholdas eszköze az Aura (2004) fedélzetén elhelyezett OMI⁷⁵ szenzor (Levelt *et al.*, 2006a; 2006b). A hiperspektrális szenzor által biztosított pontos ózon adatok az 1978 óta majdnem folyamatos TOMS⁷⁶ globális ózon mérések folytatásának számítanak. Vizsgálatainkhoz felhasznált OMI ózonadatokat a szenzor által mért, $1^\circ \times 1^\circ$ -os horizontális felbontású globális napi ózonadatbázisból (NASA, 2010d) töltöttük le. Az egységnyi alapterületű adott légoszlop teljes ózontartalmának megfelelő mennyiségek mértékegysége Dobson.

2.7. A felhasznált felszíni ózon adatok bemutatása

A MODIS adatokból származtatott ózonértékek verifikálásához az Országos Meteorológiai Szolgálat Gilice-téri Obszervatóriumában elhelyezett Brewer spektrofotométer méréseit használtuk fel, mely mérőműszer a Brewer-világhálózat 152. tagja.

⁷³ Meteorological Archive and Retrieval System

⁷⁴ ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) Re-Analysis

⁷⁵ Ozone Monitoring Instrument

⁷⁶ Total Ozone Mapping Spectrometer

3. Az NDVI vegetációs index előállításának módszertana

A vegetációs indexek előállítása a földfelszín által visszavert látható és közeli infravörös napsugárzás adott hullámhossz-tartományokban történő mérésén alapszik. Ennek fizikai alapja a felszín alkotó elemek (vegetáció, különböző típusú és nedvességtartalmú csupasz talajok, vízfelületek, antropogén építmények) eltérő spektrális tulajdonsága, melyek lehetőséget adnak a különböző felszíntípusok megkülönböztetésére és azok vizsgálatára. Ha a mérést végző szenzor repülőgépen, vagy űrbázisú eszközön található, akkor a napsugárzás adott hullámhosszon történő mérésénél a légkör zavaró hatásait is figyelembe kell venni. A légkörön áthaladó sugárzás ugyanis két fő, hullámhosszfüggő fizikai folyamat gyengítésének van kitéve: szórásnak és elnyelésnek (abszorpció), melyeket mind gázmolekulák, mind aeroszol részecskék is kiválthatnak. Eredményeként a földfelszín felől érkező sugárzás alapjában megváltozik mire az űrbázisú szenzorig eljut, mely érinti annak mind az abszolút radianciáját, mind a spektrális tartalmát. A mért jelből a földfelszíni tulajdonságok visszaszármasztásához ezért alapvetően szükséges a légköri módosító hatások pontos ismerete és kompenzálása, melyet ún. légköri korrekciós eljárások keretében tehetünk meg. A légköri korrekció tehát kritikus pontja a távérzékeléssel mért adatok felhasználásának. A légkörön áthaladó és az űrbázisú szenzort elérő sugárzás erőssége a légköri hatásokon túl azonban további (bár átlagosan kisebb mértékű) módosító tényezőktől is függ. Mivel a felszín se nem tökéletes tükör, se nem tökéletes diffúz visszaverő (ún. Lambert felület), ezért a felszíntípussal (és annak fizikai állapotával) szorosan összefonódva a megfigyelés és megvilágítottság együttes geometriája is befolyásolja a felszínről érkező sugárzás értékét. A cél tehát visszakapni a műholdas mérésekből azokat a valós reflektanciaértékeket, melyeket a szenzorok légkör nélküli esetben, és normált geometriai helyzetek mellett, függetlenül a felszíntípustól mérnének. Az így kapott mennyiségek függetlenné válnak a légköri hatásoktól, a megfigyelési geometriától és a felszín típusától.

Az NDVI vegetációs index előállítása két hullámhossz-tartományra vonatkozó reflektancia különbségének normalizálásával történik (*Rouse et al., 1974*), mely az AVHRR szenzor esetében az 1-es és a 2-es csatorna mért adataira vonatkozik:

$$NDVI = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}, \quad (1)$$

ahol ρ_1 a 0,58-0,68 μm spektrális tartományban, ρ_2 a 0,725-1,1 μm tartományban mért, irányfüggőségi és légköri korrekción átesett reflektancia. A pontos, korrigált értékek használatával kaphatjuk csak meg a valós NDVI értéket, ezért a geometriai helyzetek kompenzálása és a légkör sugárzasmódosító hatásának leválasztása a mért jelből alapvető fontosságú.

3.1. A légköri korrekciós eljárások

A légköri korrekciós eljárások a légkör adott hullámhosszra vonatkozó sugárzásátvitelét próbálják helyesen leírni, és így a légköri hatásokat eliminálva a felszín valós sugárzási tulajdonságait visszaadni. A sugárzásátvitel helyes leírásához szükséges a légkör összetételének és azok sugárzásmódosító hatásának pontos ismerete.

A légköri gázmolekulák az adott hullámhosszú sugárzást elnyelhetik gerjesztettségi, vibrációs és rotációs (vagy ezek kombinációjával módosuló) állapotuk megváltozásával (hullámhossztartományoktól függően). Mivel ezen változások nem folytonosak, hanem különböző diszkrét energiaszintek között történnek, ezért a sugárzást nem minden hullámhosszon nyelik el, hanem csak különböző elnyelési vonalakban, sávokba egyesülve (*Quenzel, 1983*). A Föld felszínének távérzékeléséhez általában azon hullámhosszakon érkező sugárzást mérik, melyek nem esnek bele a légkör főbb elnyelési sávjaiba. Ennek ellenére hét, az elnyelés szempontjából fontos gázt meg kell említeni: oxigént, ózont, vízgőzt, szén-monoxidot, szén-dioxidot, metánt és dinitrogén-oxidot. Ezek közül a vízgőznek sokkal több elnyelési sávja van, mint bármely másik légköri gáznak. Míg az aeroszol részecskék abszorpciója általánosságban kis értékű, addig az ún. Mie-szórásuk a napsugárzás hullámhosszával összemérhető méretük miatt jelentős. Optikai hullámhosszakon az aeroszokok Mie-szórása nagyságrendileg összemérhető a gázok Rayleigh-szórásával, azonban számszerűsítése sokkal nehezebb az aeroszol részecskék nagy koncentráció és típusbeli változékonyságai miatt. Az aeroszol részecskék szórásának meghatározása ennél fogva a legnehezebb rész a légköri korrekciós eljárásokban (*Cracknell és Hayes, 1993*). A légköri aeroszol részecskék sugárzásmódosító hatása függ azok optikai mélységétől, szórásuk fázisfüggvényétől és az abszorpciós tulajdonságaiktól. Ezen mennyiségek az aeroszol-koncentrációtól, összetételüktől és relatív nedvességüktől függenek, melyeket a részecskék forrásai és nyelői illetve a meteorológiai állapotok határoznak meg (*Kaufman, 1984*).

Adott felszíni pontra érkező napsugárzás három összetevőből áll: (1) a légkörön közvetlenül áthaladó direktsugárzásból; (2) többszörös szórás eredményeként érkező diffúzsugárzásból; és (3) abból a diffúzsugárzásból, mely a szomszédos területekről, majd a légkörről újból visszaverődve érkezik a vizsgált felszíni pontra (*trapping*-hatás, mely során a többszörös szóráson áteső tag a sugárzás folyamatos gyengülése miatt elhanyagolhatóvá válik (*Tanré et al., 1986*)). Ennek következtében a felszín-légkör rendszer által visszavert, a műholdas szenzor által észlelt napsugárzás (az optikai tartományban) három fő összetevőből áll (*Lee és Kaufman, 1986; Vermote et al., 1997a*):

$$L_{\text{SAT}} = L_{\text{ATM}} + L_{\text{DIR}} + L_{\text{DIFF}}, \quad (2)$$

ahol L_{ATM} a direkt napsugárzásból (még mielőtt a földfelszín eléérné) a légkör által a szenzor felé szórt sugárzás radianciája (ez a sugárzás így a felszín tulajdonságaitól független); L_{DIR} a légkörön közvetlenül (szóródás nélkül) áthaladó, majd a felszíni pontról visszaverődő direkt sugárzás radianciája; míg L_{DIFF} a felszín által visszavert diffúz sugárzás radianciája. Utóbbi szintén tovább bontható négy tagra: (1) a légkör által szórt, majd a felszínről visszaverődve a légkörön közvetlenül áthaladó diffúz sugárzás; (2) a légkörön közvetlenül áthaladó, a felszínről visszavert, majd a légkör által a szenzor felé szórt diffúz sugárzás; (3) a légkör által szórt, majd a felszíni visszaverődés után a légkör által a szenzor felé szórt diffúz sugárzás; (4) a környező területek által visszavert, majd a légkör által a szenzor felé szórt sugárzás (*adjacency effect*). A környező területek hatására a szenzor látszólagos térbeli felbontása csökken, azonban jelentősebb szerepe csak a nagy térbeli felbontású szenzorral mért heterogén felszín esetén van. A (2) egyenlet részletezett tagjait a sugárzás eredete alapján is csoportosíthatjuk, mely alapján a mért radiancia információt hordoz légkörről, a vizsgált felszíni pontról, és a vizsgált felszíni pont környezetéről. A légkörön áthaladó és az úrbázisú szenzort elérő sugárzás erőssége függ továbbá a megfigyelés geometriájától, hiszen a nadírtól eltérő megfigyelési szög növekedése növeli a sugárzás légkörön át megtett út hosszát (gyengítve a felszíni hozzájárulásból érkező radianciát).

Számos, a légkör sugárzásátvitelét leíró légköri korrekciós eljárás létezik, például: 5S⁷⁷ (Tanré et al., 1990), 6S⁷⁸ (Vermote et al., 1997a; 1997b), LOWTRAN⁷⁹ (Kneizys et al., 1988), MODTRAN⁸⁰ (Berk et al., 1989; 2003), SMAC⁸¹ (Rahman és Dedieu, 1994), stb., melyek különböző, a légkörre jellemző információt igényelnek. Mivel az eljárások többsége lényegi különbséget csak nagy aeroszol optikai mélység és nagy zenitszög esetén eredményez (Royer et al., 1988), ezért fontosabb az adott algoritmus megfelelő használata, mint az, hogy tulajdonképpen melyik sugárzásátviteli modellt használjuk a légköri korrekciós eljárásunkhoz (Teillet, 1992). Következésképpen a fő problémát a szükséges meteorológiai információk elérhetősége és azok pontossága adja. Az algoritmusok többsége komoly számításigényű, mely nagyobb adatmennyiségre való alkalmazásánál tekintélyes időt vesz igénybe.

Az 5S és annak továbbfejlesztéseként létrehozott 6S a légköri sugárzásáteresztést adott hullámhosszon az alábbi egyenlettel írja le:

$$\rho_{\text{toa}}(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi) = t_g(\theta_s, \theta_v) \left\{ \rho_a(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi) + \left[e^{-\tau/\mu_s} + td(\theta_s) \right] \frac{\rho_{\text{surf}} e^{-\tau/\mu_s} + \rho_e td(\theta_v)}{1 - \rho_e S} \right\}, \quad (3)$$

⁷⁷ Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum

⁷⁸ Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum

⁷⁹ LOW resolution TRANsmission model

⁸⁰ MODerate resolution TRANsmission model

⁸¹ Simplified Method for the Atmospheric Correction

ahol ρ_{toa} a műholdas szenzor által mért reflektancia, ρ_a a légköri reflektancia, ρ_{surf} a felszín reflektanciája, ρ_e a homogén környezet reflektanciája, t_g a gázok sugárzáselnyeléséből adódó teljes légköri áteresztés, S a légkör szférikus albedója, τ az aeroszol optikai mélység, θ_s és θ_v a Nap illetve a megfigyelés zenitszöge, μ_s és μ_v a Nap illetve a megfigyelés zenitszögének koszinusza, $\Delta\phi$ a Nap illetve a megfigyelés irányának relatív azimutja, és $td(\theta_s)$ és $td(\theta_v)$ pedig a légköri diffúz transzmittanciák. A légkör és a felszín közötti többszörös szórás az $(1-\rho_e S)$ tényezőn keresztül kerül figyelembevételre. Nagy felszíni terület – nagyobb, mint 1 km^2 – reflektanciáját tekintve a környezeti hatás elhanyagolhatóvá válik, így a (3) egyenlet a következőre egyszerűsödik:

$$\rho_{toa}(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi) = t_g(\theta_s, \theta_v) \left\{ \rho_a(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi) + \frac{T(\theta_s)T(\theta_v)\rho_e}{1 - \rho_e S} \right\}, \quad (4)$$

ahol a $T(\theta)$ diffúz áteresztést a következő egyenlet adja meg:

$$T(\theta) = e^{-\tau/\mu} + td(\theta). \quad (5)$$

Az algoritmus az elnyelést, a gázmolekulák és az aeroszol részecskék általi szórásról külön-külön kezeli. A valós reflektancia alapján a műholdak szenzorai által érzékelt látszólagos reflektancia meghatározásához a következőkre van szükség: (1) a megfigyelés és a megvilágítás geometriáját leíró szögekre; (2) a gázok elnyelésének és Rayleigh szórásuk megadásához szükséges légköri modellekre, melyet a légkör adott szintjeire vonatkozó légnyomással, hőmérséklettel, vízgőz- és ózon tartalommal definiálhatunk; (3) az aeroszol részecskék mennyiségére és optikai paramétereire a légköri függvények meghatározásához. A felszíni reflektanciát a (3) vagy a (4) egyenlet invertálásával lehet megadni. Ez azonban nehézségekbe ütközik, hiszen feltételezni kell, hogy a kiindulásként szolgáló (3) vagy a (4) egyenlet egy szűk spektrális tartományra (a csatorna szélességére) is igaz. Az egyszerűsítések és a légkör-modellek felállításának köszönhetően az eljárásához szükséges információk száma (a csatornafüggő együtthatókon túl) a következő elemekre csökken: egységnyi légoszlop vertikálisan integrált vízgőz-, és ózontartalma, a légköri osszaeroszol-tartalomra jellemző aeroszol optikai mélység $0,55 \mu\text{m}$ -en, a felszíni légnyomás illetve a Nap és a szenzor állásaiból adódó geometriai információk. Ezen értékeket a korrigálandó adatmező minden egyes eleméhez külön-külön meg kell adni. A ρ_{toa} műholdas szenzor méréséből meghatározható reflektanciát az alábbi egyenlet definiálja:

$$\rho_{toa} = \frac{\pi L}{\mu_s E_s}, \quad (6)$$

ahol L a származtatott, mért radiancia [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$], μ_s a Nap zenitszögének koszinusza (lásd a (17) egyenletet), E_s pedig a Napnak a szenzor adott csatornájára vonatkozó spektrális

monokromatikus irradianciája a légkör „tetején” [$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$], első lépésben azzal a feltételezéssel élve, hogy a felszín Lamberti visszaverő. Tekintve, hogy az AVHRR látható csatornáinak kalibrációja folyamán (Goodrum et al., 2004) a mért radianciát a származtatott ρ_f ún. reflektancia faktorból (más néven „scaled radiance”) határozzuk meg, ezért a valós ρ_{toa} reflektancia kifejezhető a reflektancia faktor napzenitszög koszinuszával normált alakjaként is az alábbiak szerint:

$$\rho_{toa} = \frac{\rho_f}{\mu_s}. \quad (7)$$

MODIS adatok esetén a légköri korrekció a szenzor felszíni vizsgálatokhoz létrehozott 7 mérési csatornájára (0,47 és 2,13 μm között) terjed ki (Vermote és El Saleous, 2006). Ezen csatornák más szenzorokhoz hasonlóan úgy lettek meghatározva, hogy minimalizálják a légköri gázok (különösképpen a vízgőz) abszorpcióinak hatását. A legfrissebb, C005-ös gyűjtésnek megfelelő hivatalos MOD09 légkörileg korrigált felszíni reflektancia származtatásához a 6SV⁸² algoritmus által előállított ún. hozzárendelési táblázatokat (*lookup table*) használják (Kotchenova et al., 2006; Kotchenova és Vermote, 2007). Az algoritmus alapjául az egymást követő szóródásra (SOS⁸³) alkalmazott közelítés szolgál. A 6SV modell a sugárzás polarizáltságát is figyelembe veszi a polarizáltság leírására használt Stokes-vektor négy paraméterének meghatározásával. Más algoritmusokhoz hasonlóan itt is az aeroszol optikai mélység jelenti a korrekció legkritikusabb elemét, mivel nagy az aeroszol részecskék hatása a látható és a közeli infravörös tartományban (Vermote et al., 2002).

A légköri korrekciós folyamatok alapját képezve meghatározóan fontos, hogy a szenzor által mért nyers jelből a mérés dátumára vonatkozó legpontosabb kalibrációs konstansok felhasználásával határozzuk meg a mért radianciát illetve reflektanciát. Munkánkban az AVHRR adatokra alkalmazott kalibrációs eljáráshoz (Goodrum et al., 2004) szükséges legfrissebb konstansokat internetes forrásokból használtam fel (NOAASIS, 2010).

3.1.1. Az Egyszerűsített Légköri Korrekciós Eljárás (SMAC)

A kalibrált AVHRR adatok légköri korrekciójára az eljárások széles skálájából a nyílt forráskódú ún. SMAC algoritmust használjuk (Rahman és Dedieu, 1994), mely az 5S és a 6S modelleken alapszik. A módszer legfőbb előnye, hogy több ezerszer gyorsabb, mint a részletesebb eljárások. Ennél fogva különösen hatékony nagy mennyiségű adat (mint a kvázipoláris és geostacionárius műholdakon lévő, nagy látószögű és sűrű időbeli ismétlődéssel

⁸² Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum, Vector

⁸³ Successive Order of Scattering

dolgozó szenzorok mérései) légköri korrekciójára. Az algoritmus egy egyenletrendszeren alapszik, melyben az együtthatók az adott szenzor adott csatornájának spektrális tulajdonságaitól függenek. A szenzorok csatornáinak spektrális válaszfüggvényeire jellemző együtthatókat a 6S modell alapján határozzák meg (Dedieu, 2009). Az algoritmus figyelembe veszi a gázok sugárzáselnyelését, gázok és aeroszol részecskék általi szórását, és a felszíni reflektancia térbeli inhomogenitását, melyek leírására félempirikus egyenleteket használnak.

Az eljárás alapját képező 6S modell pontossága (így a SMAC eljárásé is) a számítási idő csökkentéséért bevezetett egyszerűsítések miatt csökken, ha a megfigyelés illetve a megvilágítás szöge a zenithez képest rendre 50° illetve 60° fölé emelkedik, vagy ha a vízszintes látástávolság 5 km alá csökken, mely $0,55 \mu\text{m}$ -en megfelel $0,8$ fölötti optikai mélységnek. Az AVHRR szenzor méréseit a nadírhoz képest $\pm 55,4^\circ$ -os szögtartományban végzi, de a Föld görbültségéből adódó, a helyi merőlegestől vett eltérés ($\pm 13,645^\circ$) megjelenése miatt a maximális műholdzenitszög $\pm 69,045^\circ$ lehet. Ennek következtében az 50° feletti szögtartomány az adatok kb. 20 %-ára áll csak fenn. A zenithez képesti 60° -os napzenitszög a kora délelőtti és késő délutáni műholdakat tekintve már gyakrabban előfordul, de a déli órákat tekintve inkább csak a késő őszi és téli napokra korlátozódik, hiszen például a $47,5^\circ\text{N}$ földrajzi szélességen a delelő Nap magassága csak október 27. és február 16. között alacsonyabb, mint 30° . A $0,8$ fölötti $0,55 \mu\text{m}$ -re vonatkozó optikai mélység pedig tapasztalataim szerint ritkán fordul elő (lásd a 3.1.2.1.2. alfejezetet). Ezeket a szélsőséges eseteken kívül az eljárás meglehetősen pontos. Az eljárást Rahman és Dedieu (1994) a NOAA-9-es műhold AVHRR adataira tesztelték. Ehhez az 5S szolgált alapul. A szenzor látható (1-es) csatornája esetén a maximális relatív hiba 2,35 % (0,4 reflektancia esetén 0,01), míg a megfelelő RMSE⁹⁰ 0,0018 volt; a szenzor közeli infravörös (2-es) csatornája esetén pedig a maximális relatív hiba 3,11 %, míg a megfelelő RMSE 0,0022 volt.

A SMAC korrekciós eljárást számos intézményben használják napjainkban is operatívan (Trishchenko et al., 2000; Maisongrande et al., 2004; Ciblar et al., 2004; Pineda et al., 2004; Latifovic et al., 2005; Fensholt et al., 2006; Hagolle et al., 2008; Natural Resources Canada, 2010; Proud et al., 2010).

3.1.1.1. A SMAC-ban használt analitikus függvények

A következőkben a SMAC továbbfejlesztett változatában (Dedieu, 2009) használt analitikus függvényeket részletezzük. Az adott gázra vonatkozó általánosítások külön-külön az alábbiakra értendő: oxigén, ózon, vízgőz, szén-monoxid, szén-dioxid, metán és dinitrogén-oxid.

Adott gáz kétirányú (a le- és felfelé irányuló sugárzás során végbemenő) t_{gi} sugárzásáteresztése (vagyis az áteresztett és a beeső sugárzás hányadosa) függ az átjárt

légtömegtől (m) és az adott elnyelő gáz vertikálisan integrált mennyiségétől (U_{gi}) (Beer-Lambert-Bouguer törvény alapján):

$$t_{gi}(\theta_s, \theta_v) = \exp(a_{gi}(mU_{gi})^{n_{gi}}), \quad (8)$$

ahol θ_s a Nap zenitszöge, θ_v a megfigyelés zenitszöge (a felhasználó által megadottak, radiánban), a_{gi} és n_{gi} pedig az adott gáz adott csatornára vonatkozó konstansai. Az m légtöméget a következőképpen definiálhatjuk:

$$m = \frac{1}{\cos(\theta_s)} + \frac{1}{\cos(\theta_v)}. \quad (9)$$

Vízgőz és ózon esetén azok vertikálisan integrált mennyiségét (U_{H_2O} [g cm⁻²] és U_{O_3} [atm cm]) a felhasználónak kell megadni, míg a többi gázra vonatkozó értéke a légnyomás függvényeként szerepel az algoritmusban, így például szén-monoxid esetén:

$$U_{CO} = P_{eq}^{p_{CO}}, \quad (10)$$

ahol p_{CO} az adott csatorna szén-monoxidra vonatkozó együtthatója, P_{eq} normált légnyomás pedig a felhasználó által megadott felszíni légnyomásból (P [hPa]) ered:

$$P_{eq} = \frac{P}{P_0}, \quad (11)$$

ahol a normálásra használt P_0 értéke 1013 hPa. Több különböző gáz esetén a tényleges sugárzásáteresztés (t_g) az egyes gázokra vonatkozó értékek szorzataként áll elő:

$$t_g = \prod_1^n t_{gi}, \quad (12)$$

A szférikus albedót, mely független a megvilágítás és megfigyelés geometriájától, Tanré és munkatársai (1990) által megadott (itt most nem részletezett) egyenlet helyett a következőképp egyszerűsíthetjük:

$$S = as_0 P_{eq} + as_1 \tau_{550} + as_2 \tau_{550}^2 + as_3, \quad (13)$$

ahol as_0 , as_1 , as_2 és as_3 adott csatornához és adott aeroszol-modellhez igazított együtthatók, τ_{550} a 0,55 μm -re vonatkozó aeroszol optikai mélység, melyet szintén a felhasználónak kell megadnia. A teljes légköri diffúz áteresztés ($T(\theta_s)$ és $T(\theta_v)$) kifejezésére, mely mind a gázmolekulák Rayleigh-, mind az aeroszokok Mie-szórását figyelembe veszi, a következő empirikus közelítés alkalmazható:

$$T(\theta) = at_0 + \frac{at_1 \tau_{550}}{\cos(\theta)} + \frac{at_2 P_{eq} + at_3}{1 + \cos(\theta)}, \quad (14)$$

ahol at_0 , at_1 , at_2 és at_3 adott csatornához és adott aeroszol-típushoz igazított együtthatók. Az aeroszol részecskék sugárzáselnyelése az at_i tényezőkön keresztül implicit módon kerül figyelembevételre. A molekulák szórására vonatkozó fázisfüggvény ($P_r(\xi)$) az alábbi közelítéssel írható fel (Tanré et al., 1990):

$$P_r(\xi) = 1,5 \frac{1 - \delta}{2 + \delta} (1 + \cos^2(\xi)) + 3 \frac{\delta}{2 + \delta}, \quad (15)$$

ahol a molekulák depolarizációs faktor (δ) értéke 6S számítások alapján 0,0279, a ξ szórási szöget pedig a következő egyenletből származtathatjuk:

$$\cos(\xi) = -\left[\mu_s \mu_v + \sqrt{(1 - \mu_s^2)(1 - \mu_v^2)} \cos(\Delta\phi) \right], \quad (16)$$

ahol μ_s és μ_v a Nap illetve a megfigyelés zenitszögének koszinusza:

$$\mu_s = \cos(\theta_s), \quad (17)$$

$$\mu_v = \cos(\theta_v), \quad (18)$$

míg $\Delta\phi$ a Nap és a megfigyelési szögek relatív azimutiszöge:

$$\Delta\phi = \phi_s - \phi_v, \quad (19)$$

melynek értékét szintén a felhasználónak kell megadnia radiánban, Északtól viszonyítva az órajárással megegyező irányban. Kiszámítása csillagászati földrajz ismereteken alapszik, melyet külön most nem részletezünk. A számítások forrásaként a 6S modell leírását (Vermote et al., 1997a) illetve egyéb, Interneten fellelhető anyagokat használtunk (PCI Geomatics, 2010).

A molekulák Rayleigh szórásából eredő légköri reflektancia (ρ_{ar}) a következőképpen számolható:

$$\rho_{ar} = \frac{\tau_r P_r(\xi)}{4\mu_s \mu_v}, \quad (20)$$

ahol τ_r a molekuláris optikai mélység:

$$\tau_r(P) = \tau_r(P_0) \frac{P}{P_0}, \quad (21)$$

$\tau_r(P_0)$ pedig csatornától függő együttható. A Rayleigh szórásra vonatkozó maradék tagot másodfokú közelítéssel kaphatjuk:

$$RES_{Ray} = rr_1 + rr_2 \frac{\tau_r(P) P_r(\xi)}{\mu_s \mu_v} + rr_3 \left(\frac{\tau_r(P) P_r(\xi)}{\mu_s \mu_v} \right)^2, \quad (22)$$

ahol rr_1 , rr_2 és rr_3 adott csatornához igazított együtthatók. Az aeroszol részecskék szórásából eredő légköri reflektancia (ρ_{ap}) meghatározását a következőkben részletezzük. Az aeroszolok szórására vonatkozó fázisfüggvény ($P_p(\xi)$) az alábbi negyedfokú közelítéssel írható fel:

$$P_p(\xi) = ap_0 + ap_1\xi + ap_2\xi^2 + ap_3\xi^3 + ap_4\xi^4, \quad (23)$$

ahol ap_0 , ap_1 , ap_2 , ap_3 és ap_4 adott csatornához igazított együtthatók. Az adott csatornára, mint hullámhossz-tartományra vonatkozó átlagolt optikai mélységet a következőképp adhatjuk meg:

$$\tau_p = a_0 + a_1\tau_{550}, \quad (24)$$

ahol a_0 és a_1 adott csatornához igazított együtthatók. Ezek ismeretében az aeroszol részecskék szórásából eredő légköri reflektancia (ρ_{ap}) egy bonyolult egyenletrendszer segítségével származtatható, mely egyenletrendszer a Függelékben részletesen megtalálható. Ennek segítségével ρ_{ap} a következőképp határozható meg (ahol az ismeretlenekért lásd a Függelékét):

$$\rho_{ap} = \frac{xaa_1 \left(1 - e^{-\frac{\tau_p}{aa_1}}\right) + yaa_2 \left(1 - e^{-\frac{\tau_p}{aa_2}}\right) + zaa_3 \left(1 - e^{-\frac{\tau_p}{aa_3}}\right)}{\mu_s \mu_v}. \quad (25)$$

Az aeroszol részecskék szórására vonatkozó maradéktagot harmadfokú közelítéssel adhatjuk meg:

$$RES_{aer} = res_{a1} + res_{a2}\tau_p m \cos(\xi) + res_{a3}(\tau_p m \cos(\xi))^2 + res_{a4}(\tau_p m \cos(\xi))^3, \quad (26)$$

ahol res_{a1} , res_{a2} , res_{a3} és res_{a4} csatornafüggő együtthatók. Az eljárás létrehozásához felhasznált 6S algoritmus maradéktagját szintén harmadfokú közelítéssel adhatjuk meg:

$$RES_{6S} = res_{t1} + res_{t2}\tau_{tot} m \cos(\xi) + res_{t3}(\tau_{tot} m \cos(\xi))^2 + res_{t4}(\tau_{tot} m \cos(\xi))^3, \quad (27)$$

ahol res_{t1} , res_{t2} , res_{t3} és res_{t4} csatornafüggő együtthatók, τ_{tot} pedig az adott csatornára átlagolt optikai mélység és a molekuláris optikai mélység összege:

$$\tau_{tot} = \tau_p + \tau_r(P). \quad (28)$$

Ezek alapján a teljes légköri reflektancia, mely a felszíni reflektanciához hozzáadódik a következőképp fejezhető ki:

$$\rho_{atm} = \rho_{ar} + \rho_{ap} - RES_{Ray} - RES_{aer} + RES_{6S}. \quad (29)$$

Így végül a műholdas szenzor által mért reflektanciából (ρ_{toa}) a légkör hatását leválasztva kapjuk a keresett felszíni reflektanciát (ρ_{surf}), mely a (4) egyenlet invertálásának felel meg:

$$\rho_{surf} = \frac{\rho_{toa} - t_g \rho_{atm}}{t_g T(\theta_S) T(\theta_V) + S(\rho_{toa} - t_g \rho_{atm})}. \quad (30)$$

3.1.1.2. Érzékenységi vizsgálat

Adott légköri korrekciós eljárás pontossága függ egyrészt a modell fizikai helyességétől, másrészt a hozzá előállított meteorológiai mezők pontosságától illetve az eljárás ezen bemenő paraméterek bizonytalanságával szembeni érzékenységétől. Utóbbi függ a hullámhossztól, hiszen adott gázmolekula elnyelése a hullámhosszal változik, és függ a felhasznált mennyiség alapértékétől. Érzékenységi vizsgálatokkal így képet kaphatunk arról, hogy a légköri korrekciós eljárás mennyire érzékeny a bemenő adataira, és a bemenő adatok közötti érzékenység hogyan oszlik meg, vagyis melyik információra a legérzékenyebb az eljárás, melyikre a legkevésbé. Ha a bemenő adatok relatív érzékenységéről információt tudunk adni, azzal kijelölhetjük azokat az elemeket, melyek előállítására és pontosságára a legnagyobb hangsúlyt kell fektetni, és azokat, melyeket elhanyagolhatunk, hiszen értéke a korrekciós eljárás során kevésbé befolyásol. A modell abszolút érzékenységének vizsgálatával pedig képet kaphatunk arról, egyáltalán mekkora mértékben befolyásolják a korrekció után előálló felszíni reflektanciaértékét a bemenő adatként szolgáló különböző meteorológiai és geometriai változók (továbbiakban paraméterek).

Érzékenységi analízis vonatkozásában a leggyakrabban az ún. *”one-at-a-time”* (továbbiakban OAT) módszert használják. Ennek értelmében egy kivételével minden paramétert lefixálunk (a felhasználó által megadott, gyakran önkényesen választott értéken), és csak egy paramétert változtatunk. Az OAT módszer erősen nemlineáris modellek esetén nem hatékony, mivel a lefixált paraméterek értékétől erősen függhet az eredmény, és az érzékenységi analízis eredménye. Ily módon nagyon könnyű téves, nem általánosítható következtetéseket levonni az egyszerű, statisztikai módszerrel nem megalapozott vizsgálat alapján. Ezzel szemben az ún. *Monte Carlo* alapú globális módszerek a teljes paraméter-teret bejárják oly módon, hogy egyidejűleg minden paramétert megváltoztatnak. Ezt a fajta megközelítést gyakran említi a szakirodalom *latin hypercube* módszernek is (Morris, 1991).

A SMAC modell érzékenységi vizsgálatát a legkisebb négyzetek módszerén alapuló linearizálást felhasználó, *Monte Carlo* szimulációs módszerrel végezzük (Verbeeck et al., 2006). Az eljárás keretében első lépésként adott csatorna által mért adott reflektanciához a bemenő paraméterek lehetséges tartományaiból véletlenszám-generálással kiválasztunk egyet-egyét, majd ezzel a véletlenszerűen előálló bemenőadat-kombinációval meghatározzuk a felszíni reflektancia értékét a SMAC korrekciós algoritmussal. Ezt a lépést egymás után kellően sokszor megismételve (jelen esetben 100 000-szer) a kapott nagyszámú statisztikára alkalmazzuk a legkisebb négyzetek módszerén alapuló linearizálását. A módszer a paraméterek és az eredmény varianciája (szórásnégyzete) között keres kapcsolatot oly módon, hogy hozzárendeli az egyes paraméterhez annak változékonysága által megmagyarázott varianciát az eredmény vonatkozásában. Eredmény-

képpen megkapjuk, hogy az adott csatorna által mért adott reflektancia esetében milyen arányban járulnak hozzá a bemenő paraméterek a korrigált érték előállításához. Másként fogalmazva, választ kapunk arra, hogy adott csatorna esetében melyek a legkritikusabb bemenő paraméterek.

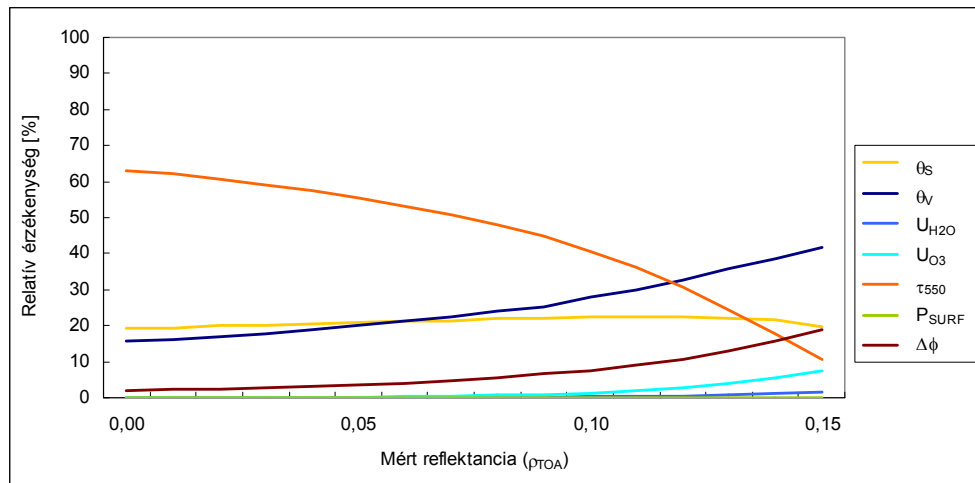
A bemenő paraméterek lehetséges tartományait a következők szerint határoztuk meg. A delelő Nap magassága az év folyamán a decemberi 16° és a júniusi 66° között változik a $47,5^\circ$ szélességi fokon. Ez megfelel $24-74^\circ$ -os napzenitszög tartománynak. Ezzel a lehetséges tartománnyal dolgozva azonban eredményeink nem voltak elfogadhatók, melynek okát a magas napzenitszög (vagyis alacsony napmagasság) adta. Tapasztalataink megegyeznek a 6S eljárás pontosságára vonatkozó korábban részletezett eredményekkel (Rahman és Dedieu, 1994). A hiba kiküszöbölése céljából a napzenitszög lehetséges tartományát 60° -ban maximalizáltuk. A műhold megfigyelési zenitszöge elvileg $\pm 69,045^\circ$ -ig terjedhet (melynek előjele a modellben nem számít, lásd a (18) egyenletet), azonban szintén a 6S tapasztalataira alapozva ezt a tartományt is lecsökkentettük. A vertikálisan integrált vízgőz és ózon előfordulási tartományait 1961-1990 közötti $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ -os horizontális felbontású ERA40 adatok alapján határoztuk meg Magyarország térségére. A 30 év alatt előforduló értékek 95%-os percentiliséét véve szűkítettük a vertikálisan integrált vízgőz és az ózon lehetséges tartományát. Aeroszol optikai mélység esetén 1 évnyi szabályos rácsra újramintavételezett, sajátvételező MODIS adatokból (a módszertanért bővebben lásd a 3.1.2.1.2. alfejezet) határoztuk meg a Magyarországra jellemző előfordulási tartományt, melyet szintén 95%-os percentilise alapján szűkítettünk tovább. Két évre külön-külön megvizsgálva az aeroszol részecskék optikai mélységére vonatkozó adatok eloszlását hasonló eredményt kaptunk. Mivel 2007-re több Terra és Aqua áthaladással dolgoztunk, mint 2008-ra, ezért a továbbiakban a 2007-re számított tartományhatárokat használjuk. A felszíni légnyomás lehetséges értékeit 2000-2009 közötti $1,5^\circ \times 1,5^\circ$ -os horizontális felbontású ERA Interim adatokból határoztuk meg. Az így kapott felszíni légnyomásra vonatkozó tartományt is továbbszűkítettük 95%-os percentilise alapján. A paraméterek alkalmazott tartományait a 3. Táblázat foglalja össze.

	Előfordulási tartomány	Leszűkített tartomány
A Nap zenitszöge (θ_S):	$24 - 66^\circ$	$24 - 60^\circ$
A Nap azimutszöge (ϕ_S):	$-180 - 180^\circ$	$-180 - 180^\circ$
A megfigyelés zenitszöge (θ_V):	$0 - 69^\circ$	$0 - 50^\circ$
A megfigyelés azimutszöge (ϕ_V):	$-180 - 180^\circ$	$-180 - 180^\circ$
Vertikálisan integrált vízgőz (U_{H_2O}):	$1,8 - 45,0$ mm	$4,0 - 34,0$ mm
Vertikálisan integrált ózon (U_{O_3}):	$230 - 600$ DU	$280 - 465$ DU
Aeroszol optikai mélység $0,55 \mu\text{m}$ -en (τ_{550}):	$0,01 - 1,13$	$0,01 - 0,57$
Felszíni légnyomás (P_{SURF}):	$955 - 1030$ hPa	$975 - 1017$ hPa

3. Táblázat

A SMAC légköri korrekciós eljárás bemenő adatainak elvileg lehetséges, illetve az érzékenységi analízishez leszűkített tartományai.

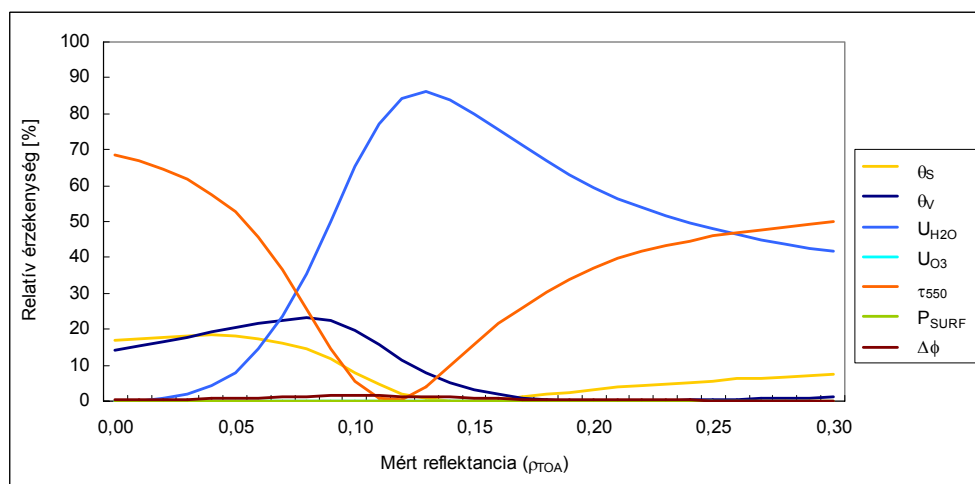
Az így meghatározott paramétertartományokkal vizsgáltuk a NOAA-17-es műhold AVHRR szenzora esetén a különböző paraméterek egymáshoz képesti relatív hatását a SMAC korrekciós eljárásra. A korrigálandó reflektancia értékeit 0,01-es lépésközzel növeltük, ahol minden egyes értékre százezer véletlenszerűen kiválasztott paraméter-kombinációval dolgoztunk. A kapott eredményeket az NDVI származtatásához szükséges AVHRR/1-es csatornára a 3. ábra, míg az AVHRR/2-es csatornára a 4. ábra mutatja be, ahol a különböző színű görbék a különböző mennyiségek relatív hatását jelölik a reflektancia függvényében.



3. ábra

A SMAC modell relatív érzékenysége bemenő adataira a NOAA-17/AVHRR szenzor 1-es (látható) csatornájának korrigálásakor, a mérhető reflektancia függvényében. Bemenő paraméterek: θ_s és θ_v : a Nap illetve a megfigyelés zenitszöge; $\Delta\phi$ a relatív azimutszög; U_{H_2O} és U_{O_3} a vertikálisan integrált vízgőz illetve ózontartalom; τ_{550} az aeroszol optikai mélység 0,55 μm -en; P_{SURF} pedig a felszíni légnyomás.

A felszíni légnyomás relatív hatása közel nulla, ezért a hozzá tartozó görbe nem kivehető.



4. ábra

A SMAC modell relatív érzékenysége bemenő adataira a NOAA-17/AVHRR szenzor 2-es (közeleli infravörös) csatornájának korrigálásakor, a mérhető reflektancia függvényében. Bemenő paraméterek: θ_s és θ_v : a Nap illetve a megfigyelés zenitszöge; $\Delta\phi$ a relatív azimutszög; U_{H_2O} és U_{O_3} a vertikálisan integrált vízgőz illetve ózontartalom; τ_{550} az aeroszol optikai mélység 0,55 μm -en; P_{SURF} pedig a felszíni légnyomás. A felszíni légnyomás és az ózon relatív hatása közel nulla, ezért a hozzájuk tartozó görbék nem kivehetőek.

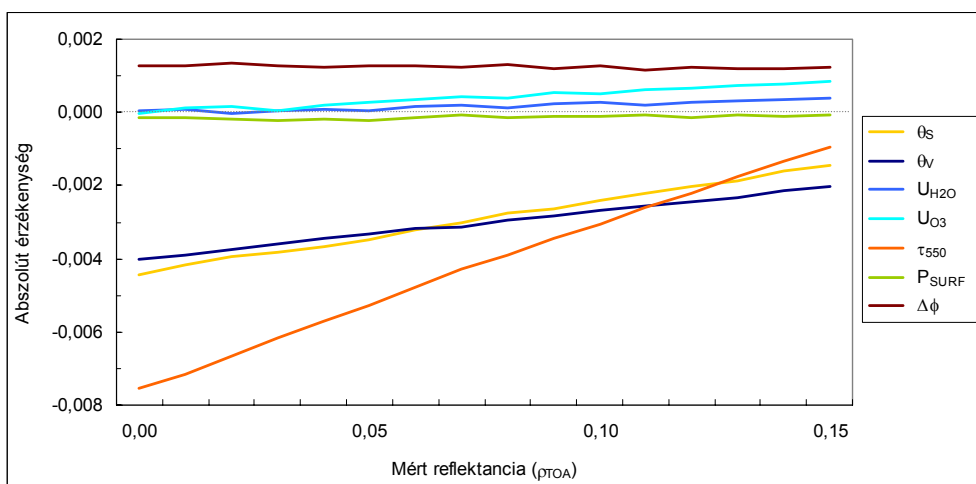
Az eredményeket a felhőtlen, hó- és jégtakaróval nem borított, vegetációval bíró (vagyis nem csupasz talaj, vagy sivatagi) szárazföld tipikus reflektancia-tartományára (egész pontosan annak kibővített változatára) mutatjuk be. A nagyszámú (= 100 000) kombinációsorozat megválasztására azért van szükség, mert minél kisebb számú adatra alapozott kombináció-sorozattal dolgozunk, az eredményül kapott görbék annál zajosabbak az alacsony számú statisztika miatt. A kombináció-sorozat számának növelésével azonban a kapott százalékok egyértelműen konvergálnak az ábrákon szereplő görbékhez. A két azimutiszög hatását különbségükön, $\Delta\phi$ -n keresztül mutatjuk be, ugyanis a SMAC kód számára pusztán erre a relatív azimutiszögre van szükség (lásd (16) egyenlet). Bár a két azimutiszög tartománya definíció kérdése ($0-360^\circ$ vagy $-180-180^\circ$), de mivel a különbségük koszinusza szerepel a modellben, ezért ennek nincs jelentősége, az eredmény ugyanaz lesz. Továbbá éppen emiatt a szimmetrikus viselkedésű szögfüggvény miatt ha a különbséget $-360-360^\circ$ -ra vagy akár $0-360^\circ$ -nak választjuk, akkor hatása a választott *Monte Carlo* szimulációs módszerrel vizsgálataink szerint semlegesítődik, majd szinte teljesen eltűnik. Ezen tapasztalatok alapján a relatív azimutiszög tartományát az alkalmazott szimulációs modell számára $0-180^\circ$ -ban határoztuk meg.

Az ábrákon bemutatott eredmények alapján a különböző mért reflektanciák esetében máshogy oszlanak meg a SMAC modell változó paramétereinek hatásai. Az 1-es csatorna esetén az aeroszol részecskék szórásának, a megfigyelés-, a napzenitszög és a relatív azimutiszög módosító hatásának, illetve kisebb mértékben az ózon elnyelésnek, míg a 2-es csatorna esetén a vízgőz elnyelésének, az aeroszol részecskék szórásának, illetve kisebb mértékben a megfigyelés zenitszögének van jelentős szerepe. A felszíni légnyomás hatása az adott reflektancia-tartományokban kis mértékű, az 1-es csatorna esetén maximálisan 0,13%, míg a 2-es csatorna esetén 0,01%, tehát elenyészőnek tekinthető. Tekintve, hogy az ERA Interim felszíni légnyomás durva horizontális felbontás miatt a hegységekre vonatkozó értékek kiátlagolódnak, ezért a 10 év alatt előforduló legalacsonyabb értékből barometrikus magasság formula alapján meghatároztuk az 1000 méter magas hegységekre vonatkozó feltételezhető legalacsonyabb felszíni légnyomás értéket (figyelembe véve az Interim simított orográfiaját). Majd az így kapott szélesebb légnyomási tartománnyal (870-1030 hPa) szintén megvizsgáltuk a SMAC eljárás érzékenységét. Az eredményképpen kapott értékek így sem haladták meg az 1,5%-os relatív érzékenységet (1-es csatorna esetén maximálisan 1,5%, míg a 2-es csatorna esetén 0,18%). Tapasztalataink szerint a meteorológiai paraméterekre vonatkozó választott tartományok határainak kis mértékű (10%-on belüli) csökkentése vagy növelése alig módosít az eredményeken (maximálisan 3%-kal), azonban adott paraméter skálájának jelentős tágítása esetén megváltoznak az eredményül kapott arányok.

Ez indokolja a 95%-os percentilis alkalmazását, mellyel a pár kiugró értéket kihagyva csak az adatok döntő többségét jellemző értékeket veszünk figyelembe.

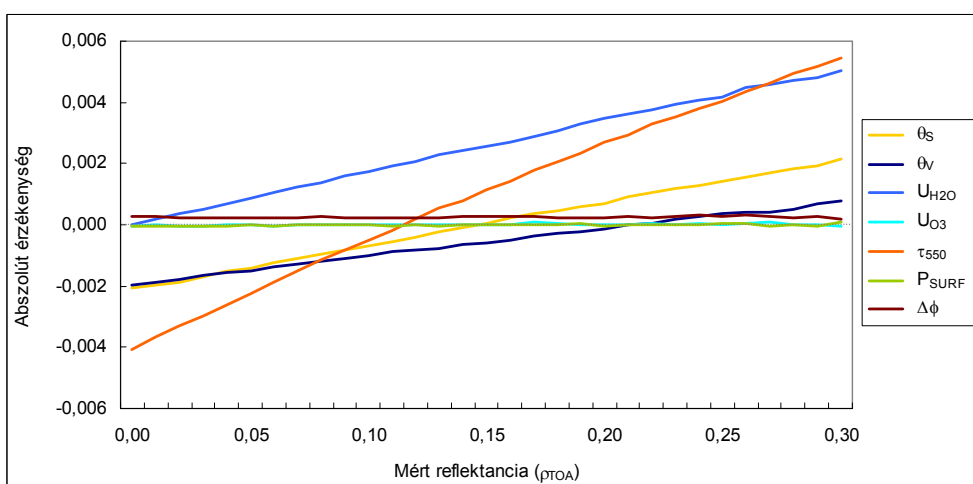
A különböző paraméterek relatív hatásain túl értékes információt hordozhat még az is, hogy az egyes elemek értékeinek pontossága milyen mértékben befolyásolja a származtatott felszíni reflektancia értékét. Vagyis, adott paraméter adott mértékű megváltoztatása abszolút értékben mennyire módosít a korrigált felszíni reflektancia értékén. A kérdés helyes megválaszolása ismét nehézségekbe ütközik, hiszen az alkalmazott modell sokváltozós. Az adott paraméter abszolút hatását lehet vizsgálni úgy, hogy a többi változó értékét egy fix értéken rögzítjük (a korábbiakban említett OAT módszerrel). Az így kapott eredmény azonban ismételtlen függ attól, hogy milyen értéken rögzítettük a többi paramétert, és függ attól is, hogy a változtatandó paraméter a kijelölt tartományon belül milyen értéket vett fel. A sokdimenziós paraméterter figyelembevételére ismét *Monte Carlo* alapú megközelítést használunk. Hogy képet kaphassunk az adott paraméter számszerű hatásáról a *Monte Carlo* megközelítés folyamán az adott paraméter lehetséges tartományán változtatunk, hisz az eljárás lényege, hogy továbbra se egy fix értékkel rendelkezzen az adott paraméter, hanem egy teljes paraméterteret bejárhasson. Ennek értelmében először az intervallum alsó határát toljuk felfelé az intervallum hosszának bizonyos százalékaival (jelen esetben 10%-ával), majd az intervallum felső határát toljuk el az alacsonyabb értékek irányába ugyanakkora mértékben. Az így megrövidített intervallumokkal külön-külön (egyszerre mindig csak egy paraméter tartományának megváltoztatásával) alkalmazzuk a korábbiakban bemutatott *Monte Carlo* szimulációs módszert a választott kiindulási, mért reflektanciára. Végül az eredményül kapott átlagos várható korrigált reflektanciaértékek különbségét vizsgáljuk, mekkora és milyen előjelű változásnak felel meg átlagos értékek eltolása, melyet az intervallumok kétirányú megrövidítésével értünk el. (Például a vertikálisan integrált vízgőz esetén először [7, 34] mm, majd [4, 31] mm tartománnyal határozzuk meg az átlagos korrigált reflektanciát). Mivel az eredmények nagymértékben függenek a szimulációhoz választott kezdeti reflektancia értékétől, ezért egy szélesebb reflektancia-tartományra határoztuk meg az adott paraméter 10%-os megváltoztatásának abszolút hatását, a NOAA-17 műhold AVHRR szenzorának két csatornájára (lásd 5. és 6. ábra). A szimulációs eljárás ciklusszámának 500 000-ret választottunk, mely kellően nagy ahhoz, hogy az eredményekben számottevő (1-2%-nál nagyobb) változás ne következzen be az ismételt eljárások során. Az azimutszögeket egyként, a szükséges relatív azimutszögeként kezeltük. Az eredmények kiértékelésekor a számszerű eredményeknél szem előtt kell tartanunk, hogy azok nem tisztán adott paraméter 10%-os megváltoztatását jelentik (miközben a többi paraméter egy lefixált értéket venne fel), hanem mindegyik paraméter továbbra is bejárhatja a teljes paraméterteret, ezért erősen simított, csak átlagos értékeket kapunk.

Eredményeink alapján az 1-es csatorna esetében 0-0,11 reflektancia korrigálásakor domináló aeroszol optikai mélység hatása a reflektancia növekedésével csökken, habár a feltüntetett tartományon belül végig negatív, vagyis nagyobb aeroszol optikai mélység esetén alacsonyabb származtatott felszíni reflektanciaértéket kapunk (Kaufman és Tanré, 1996). Majd $\sim 0,11$ reflektanciánál legnagyobb hatású paraméter szerepét a műhold zenitszöge veszi át, szintén negatív előjellel (bár a derült szárazföldi területek ennél nagyobb reflektanciával már nem rendelkezhetnek).



5. ábra

A SMAC modell reflektanciában kifejezett abszolút érzékenysége bemenő adataira a NOAA-17/AVHRR szenzor 1-es csatornájának korrigálásakor, a mérhető reflektancia függvényében. Bemenő paraméterek: θ_s és θ_v a Nap illetve a megfigyelés zenitszöge; $\Delta\phi$ a relatív azimutszög; U_{H2O} és U_{O3} a vertikálisan integrált vízgőz illetve ózontartalom; τ_{550} az aeroszol optikai mélység $0,55 \mu\text{m}$ -en; P_{SURF} pedig a felszíni légnyomás.

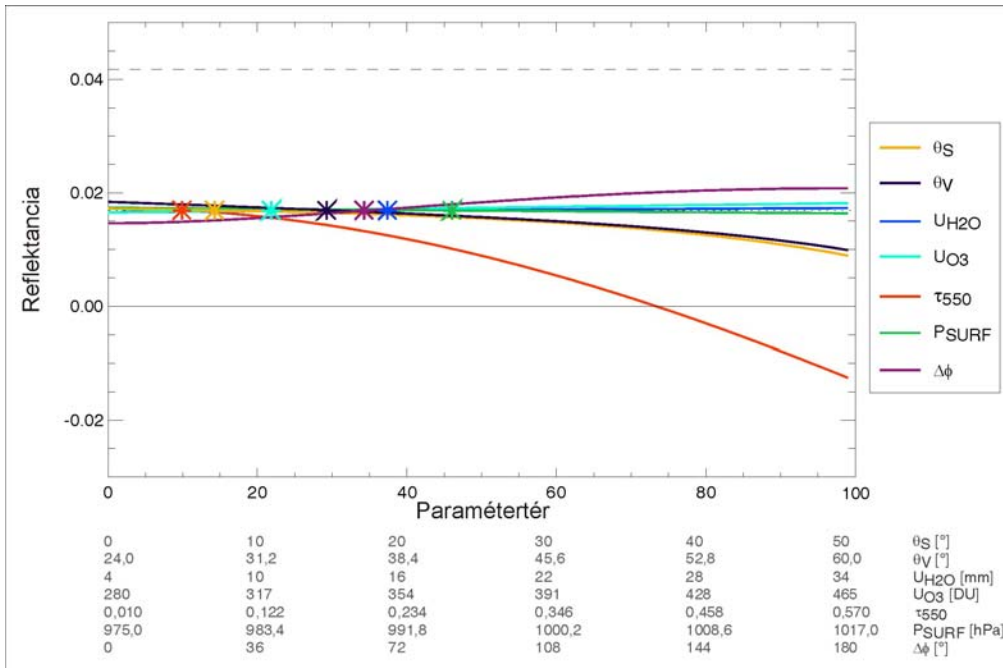


6. ábra

A SMAC modell reflektanciában kifejezett abszolút érzékenysége bemenő adataira a NOAA-17/AVHRR szenzor 2-es csatornájának korrigálásakor, a mérhető reflektancia függvényében. Bemenő paraméterek: θ_s és θ_v a Nap illetve a megfigyelés zenitszöge; $\Delta\phi$ a relatív azimutszög; U_{H2O} és U_{O3} a vertikálisan integrált vízgőz illetve ózontartalom; τ_{550} az aeroszol optikai mélység $0,55 \mu\text{m}$ -en; P_{SURF} pedig a felszíni légnyomás.

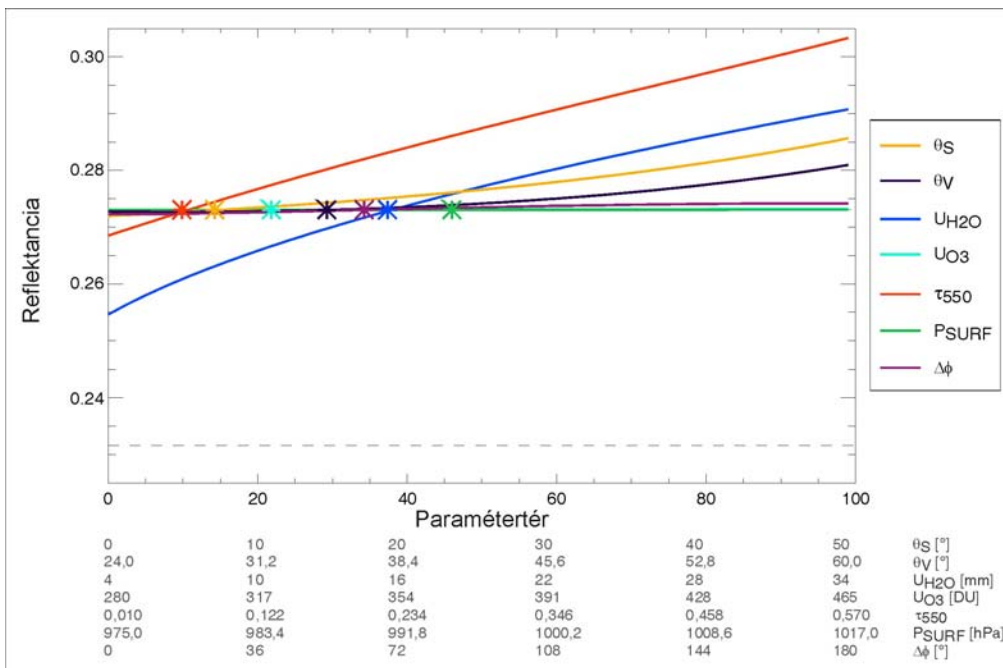
Az alacsony, tehát például 0,02-es felszíni reflektanciával rendelkező képpontok esetén átlagosan 0,0066-tal csökkentheti a korrigált reflektancia értékét az aeroszol optikai mélység tartományának 10%-os megváltoztatása, mely a 0,02-es reflektanciaértékhez képest tekintélyes, átlagosan -33%-os változás. Bár ahogy említettük, $\sim 0,1$ -nél nagyobb reflektanciával a derült nem sivatagi területek már nem rendelkeznek, érdekességképpen megjegyezzük, hogy a SMAC modell alapján az aeroszol optikai mélység hatását 0,13 reflektanciánál felülmúlja a napzenitszög hatása, majd 0,14 reflektanciaérték körül a relatív azimutuszög is (habár utóbbi pozitív előjellel), mely eredmények megegyeznek a 3. ábrán feltüntetett relatív hatásokkal. A felszíni légnyomás hatása továbbra is minimálisnak tekinthető, míg a vertikálisan integrált vízgőz és ózon hatása sem kifejezetten számottevő. A 2-es csatorna esetén elvárásainknak megfelelően a legnagyobb pozitív hatással a reflektanciatartomány majdnem teljes hosszában a vertikálisan integrált vízgőz bír, bár kb. 0-0,07 reflektancia között abszolút értékben nagyobb az aeroszol optikai mélység hatása (negatív előjellel). Azonban még ezek a hatások is kisebbek, mint amekkorák az 1-es csatorna adatainak korrigálásakor előfordulhatnak. Fontos megjegyeznünk, hogy a bemutatott eredmények nem azt jelentik, hogy adott képpont reflektanciája összesen mennyit fog változni a légköri korrigálás során, hanem azt, hogy adott paraméter adott mértékű (jelen esetben 10%-os) megváltoztatása mekkora mértékben járulhat pluszban hozzá átlagosan a korrigált reflektancia értékéhez.

A SMAC eljárás érzékenységét továbbfejtve megvizsgáltunk évszakonként egy-egy, a Kárpát-medencében túlnyomórészt derült műholdáthaladást is. Célunk az volt, hogy megvizsgáljuk a valós, a paraméterek ténylegesen előforduló kombinációja mellett miként változik a korrigált reflektancia értéke, ha a paramétereket külön-külön a saját paramétertartományuk teljes hosszában végigléptetjük. Mivel ebből nem lehet számszerűen általánosítható következtetéseket levonni, ezért pusztán szemléltetésképpen mutatunk be egyet ezek közül. A választott pont (Bükk egy felhőtlen pontja a NOAA-18/AVHRR 2007.07.26. 11:14 UTC-s mérésekor) 1-es csatornában mért és számolt reflektanciáinak alakulását a 7. ábra, míg a 2-es csatornára vonatkozót a 8. ábra mutatja be. Az ábrákon feltüntetésre került szaggatott vonallal a szenzor által adott csatornában mért reflektancia és a valós paraméter-kombinációval előálló korrigált reflektancia (pöttyös vonal). A korrigált reflektancia változását jelölő színes görbék az adott paraméter lehetséges tartományán történő végigléptetéssel előálló korrigált reflektanciákat mutatja, ahol a valós értékeket a megfelelő színű csillagok jelölik. Vagyis például ha a korrigálás folyamán a [4,34] mm tartományú vízgőz értékét úgy változtatjuk meg, hogy a tartományt száz egyenlő részre felosztjuk, akkor az így előálló értékekkel milyen (elméleti) korrigált felszíni reflektanciákhoz jutunk. A két ábra abszcissza tengelye alatt feltüntettük a paraméterek lehetséges tartományinak értékeit is (hiszen mindegyik paraméterhez a saját mértékegységének megfelelő külön tengely tartozna).



7. ábra

Egyetlen egy kiválasztott pixel AVHRR 1-es csatornában mért reflektanciájából (szaggatott vonal 0,042 körül) származtatott korigált reflektanciák a valósnak feltételezett paraméter-kombinációval (pöttyös vonal 0,017 körül) és a paraméterek lehetséges tartományain való végigléptetésével (színes görbék) Bükk egy kiválasztott koordinátájára (NOAA-18, 2007.07.26. 11:14 UTC).



8. ábra

Egyetlen egy kiválasztott pixel AVHRR 2-es csatornában mért reflektanciájából (szaggatott vonal 0,252 körül) származtatott korigált reflektanciák a valósnak feltételezett paraméter-kombinációval (pöttyös vonal 0,273 körül) és a paraméterek lehetséges tartományain való végigléptetésével (színes görbék) Bükk egy kiválasztott koordinátájára (NOAA-18, 2007.07.26. 11:14 UTC).

A görbék összhangban a korábbi ábrákkal ugyanazokat a paramétereket adják vissza legnagyobb hatásúnak (például az 1-es csatorna esetén legfontosabbként az aeroszol optikai mélységet), ahol a paraméterek hatásának nagyságrendi sorrendje is közel azonos. Tévesen nagy aeroszol optikai mélység esetén a származtatott reflektancia előjele negatívvá is változhat, mely annak a következménye, hogy a (29) egyenlet által meghatározott légköri reflektancia túlságosan nagygyá válik. Mivel a két ábra természetesen csak a vizsgált pontra vonatkozó görbeseregeket mutatja (értékük minden esetben más), így számszerű következtetés levonására nem alkalmasak.

Eredményeink alapján tehát az aeroszol optikai mélység és az integrált vízgőz hatása a legjelentősebb abban a két csatornában, melyek adataiból az NDVI vegetációs index származtatása történik. A levont következtetések összhangban vannak a légköri sugárzásátvitellel.

Az érzékenységi vizsgálatok során ki lehet még térni arra is, hogy mennyit befolyásol a kalibrációs koefficiensek pontossága, vagyis mennyire pontos a szenzor látható vagy közeli infravörös csatornájában mért jel fizikai mennyiséggé – radianciává vagy reflektanciává – való konvertálása. Tekintve, hogy Internetes forrásból folyamatos jelleggel elérhető a NASA legfrissebb koefficiensei szenzoronként (vagyis műholdanként) külön-külön (*NOAASIS, 2010*), így meglétük adott, és visszamenőleg kikereshető az adott műhold adott áthaladásának dátumához tartozó értékek, melyeket havonta frissítenek. Mivel az AVHRR kalibrációs folyamatát mindig az adott időponthoz megfelelő értékek felhasználásával végezzük, ezért a kérdéskörrel, mint problémával a továbbiakban nem foglalkozunk.

3.1.2. A légköri korrekcióhoz szükséges adatok előállítása

Az egyszerűsítések és a légkör-modellek felállításának köszönhetően az eljárásához szükséges meteorológiai információk száma (a csatornafüggő együttthatókon túl) a következő elemekre csökkent: egységnyi légoszlop vertikálisan integrált vízgőz-, és ózontartalma, a légköri osszaeroszol-tartalomra jellemző aeroszol optikai mélység $0,55 \mu\text{m}$ -en és a felszíni légnyomás. Egyszerűsítésként a szükséges adatokat szokás azonban éves vagy évszakos átlaggal is helyettesíteni, melyet utána minden képpontra és minden dátumra egyaránt alkalmaznak. Richter és munkatársai (2006) a $0,55 \mu\text{m}$ -re vonatkozó AOD értékeként például konstans 0,27-et használtak közép-európai adatok korrigálásához. Az NRC⁸⁴ kanadai intézménynél 2010-ben is operatíván futó, Kanada területére vonatkozó 10 napos kompozit AVHRR adatok légköri korrekciójához havi átlagos összegzett ózon mennyiséget, szezonális átlagos felszíni légnyomást, 10 napos kompozit integrált vízgőz értéket illetve Fedosejevs és munkatársai (2000) munkája alapján a $0,55 \mu\text{m}$ -re vonatkozó AOD értékeként konstans 0,06-t használtak (*Natural Resources Canada, 2010*). Putsay és munkatársai (1998) a kevésbé változó és a légköri korrekcióra kisebb hatással bíró összegzett ózon mennyiségére használtak állandó 300 DU értéket. Cihlar és munkatársai (2004) egy korai munkájukban pedig az integrált vízgőz értékre használtak konstans 23 mm értéket. Mivel az ilyen fajta feltételezések lényegesen leegyszerűsítik a légköri korrekciós eljárást, ezért használatuk elterjedt, azonban szem előtt kell tartani, hogy ezekkel a feltételezésekkel nem pontosan a valós felszíni reflektanciaértékeket állítjuk elő.

Ahogy a SMAC érzékenységi vizsgálata során megmutattuk, a légköri korrekciós eljárásához szükséges mennyiségek közül az integrált vízgőz és az aeroszol optikai mélység a legjelentősebb, melyek pontos ismeretének fontosságát fokozza, hogy nagy tér- és időbeli változékonysággal rendelkeznek. Ezek előállítására így különösen nagyobb hangsúlyt fektettünk, eredményeit a következő alfejezetekben mutatjuk be. A szükséges meteorológiai mezők előállításakor kitérünk azok pontosságának és megbízhatóságának részletezésére is.

Munkánk során célul tűzzük ki, hogy az AVHRR adatok légköri korrekcióját más adatforrásoktól (például numerikus időjárás előrejelző modellek eredményeitől) függetlenül, pusztán az elérhető MODIS adatok alapján végezzük el. Ennek értelmében tehát a SMAC számára szükséges mind a négy meteorológiai változót MODIS adatokból határozzuk meg. A következőkben ezért megvizsgáljuk, hogy a MODIS adatokból származtatott szükséges meteorológiai mezők mennyire pontosak, így használatuk mennyire megalapozott. Eredményként létrehozunk egy adatbázist, mely minden AVHRR áthaladáshoz tartalmazza az összes szükséges

⁸⁴ Natural Resources Canada

mezőket, MODIS adatokból az AVHRR rácokra előállítva. Kizárólag akkor keresünk alternatív adatforrást, ha az adott napra valamilyen okból nincs elérhető MODIS adat. Ilyenkor valamilyen publikusan elérhető forrásból biztosítjuk az AVHRR adatok légköri korrekciójához szükséges meteorológiai mezők előállítását. Ezek a mezők azonban nem napi szintű adatok, hanem a gyorsaság és az automatizálhatóság kedvéért valamilyen forrásból legyártott havi felbontású klimatológiai átlagok.

AVHRR adatokon végzett légköri korrekcióhoz természetesen célszerű lenne magából az AVHRR méréseiből meghatározni a szükséges négy, korábban részletezett változó meteorológiai paraméterből (légoszlop vertikálisan integrált vízgőz- és ózontartalma, aeroszol optikai mélység $0,55\ \mu\text{m}$ -en, felszíni légnyomás) amennyit csak lehet. A légköri integrált vízgőz és az aeroszol optikai mélység AVHRR adatokból történő meghatározására léteznek eljárások (lásd a 3.1.2.1.3. illetve a 3.1.2.2.4. alfejezeteket), de azok pontossága a szenzor adottságaiból eredően nem tekinthető elfogadhatónak, hiszen létezik más adatforrás is, mely ezeknél bizonyítottan jobb eredményt ad. A potenciális adatforrásokat a következő alfejezetekben mutatjuk be.

3.1.2.1. Az aeroszol optikai mélység mező előállítása

A légköri aeroszol részecskék fontos szerepet játszanak a Föld éghajlati rendszerében, a légkör energiaháztartásában, a felhő- és csapadékképzési folyamatokban. Jelentős bizonytalanságot eredményeznek a klímamodellezésben, hiszen a rövid légköri tartózkodási idejű aeroszol részecskék közvetlenül kölcsönhatásba lépnek a Nap sugárzásával, módosítják a felhők mikrofizikáját, és ezáltal befolyásolják a felhők sugárzási tulajdonságait, így a hidrológiai ciklust és a légköri dinamikát (Bellouin *et al.*, 2005). A távérzékelésben az aeroszol részecskék jellemzői közül a legalapvetőbb az adott hullámhosszra vonatkozó aeroszol optikai mélység (továbbiakban: AOD⁷¹). Ez az adott légoszlop össz-aeroszoltartalmára jellemző dimenzióatlan fizikai mennyiség a felszín és a végtelen magasság között értendő. (Habár szigorúan véve végtelenről akkor beszélhetünk, ha a földfelszínről határozzuk meg az AOD-t, ellenkező esetben a műhold ismert magassága jelenti az integrálandó tartomány felső határát.) Adott vastagságú légrétegre vonatkozó AOD definícióját az (31) egyenlet mutatja be.

$$\tau_{\lambda}(s_1, s_2) = \int_{s_1}^{s_2} K_{\lambda}(s) ds, \quad (31)$$

ahol τ_{λ} az adott hullámhosszra vonatkozó aeroszol optikai mélység, λ a hullámhossz [μm], K_{λ} az extinkciós (gyengítési) együttható, s pedig az úthossz [m], vagyis az s_1 és s_2 földfelszín feletti magasságok különbsége. A légkörön áthaladó napsugárzás két fő, hullámhosszfüggő fizikai folyamat gyengítésének van kitéve: szórásnak és elnyelésnek (abszorpció), melyeket mind molekulák, mind aeroszol részecskék is kiválthatnak (a légköri gázmolekulák szórása Rayleigh-, míg az aeroszol részecskéké inkább Mie-szórás néven is ismert). Ennek értelmében a teljes optikai mélységből a gázok abszorpcióját és szórását leválasztva kapjuk az aeroszol részecskékre vonatkozó gyengítést, mely abban a mérettartományban a legnagyobb, ahol a részecske mérete összemérhető a sugárzás hullámhosszával (0,1-1 μm). Az AOD így az adott közegbeli aeroszol részecskék sugárzásgyengítésére jellemző és a sugárzás által átjárt légtömegben található aeroszol részecskék számával közvetlen korrelációt mutató mennyiség. A kevésbé átlátszó, tehát aeroszol részecskékkel telített légkör optikai mélysége nagy, a tiszta légköré viszont alacsony. A különböző hullámhosszakra vonatkoztatott AOD-k közül leggyakrabban az 550 nanométerre (vagyis 0,55 μm -re) vonatkozóval szoktak foglalkozni a távérzékelésben, hiszen ez alapvetően szükséges mind a MODIS, mind akár az AVHRR adatok légköri korrekciójához.

Az aeroszol részecskék nemcsak a rövidhullámú napsugárzással, hanem a hosszúhullámú földi kisugárzással is kapcsolatba lépnek. A por messzire eljutó aeroszol részecskéi a relatíve nagy, 2 μm -es méretük miatt a földfelszín kimenő, ún. teresztriális sugárzását megváltoztatják. Ennek

előjele jelenlegi ismereteink szerint bizonytalan, mivel mértéke $-0,1 \pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$ (IPCC', 2007). A legnagyobb porforrások Észak-Afrika sivatagos területei: a globális porkibocsátás 50-70%-a a Szaharából ered (Gondie és Middleton, 2001; Mahowald et al, 2005). Évente 40 millió tonna por szállítódik a Szaharából az Amazonas medencéjébe (mely így az ásványi anyagok szempontjából termővé válik), melynek kb. a fele az ún. Bodélé depresszióból származik (Koren et al., 2006). Hazánk területére eljutó sivatagi eredetű por szintén bárholnan eredhet az egész Szaharából (Koltay et al., 2006).

A légköri aeroszol részecskék éghajlat-módosító hatását talán a “globális elsötétülés” (*global dimming*) néven ismertté vált jelenség szemlélteti a legjobban. A globális tompítás a földfelszínre érkező globálisugárzás szisztematikus csökkenését jelenti, ami az 1950-es évektől kb. az 1980-es évek végéig megfigyelhető jelenség volt a világ számos pontján (Stanhill és Cohen, 2001; Wild, 2009; Wild et al., 2009). A globális tompítás elsődleges okozója az emberi tevékenységből származó nagy mennyiségű aeroszol részecske (elsősorban szulfát aeroszol részecske és korom), amelynek hatására a beérkező napsugárzás kb. 2,7%-kal csökkent évtizedenként (Stanhill és Cohen, 2001). A környezetvédelmi előírások és az ipari fejlesztések hatására az emberi eredetű, légkörbe jutó aeroszol részecskék mennyisége az 1990-es évektől kezdődően csökkent, ami a jelenség megtorpanásához, illetve tompításból “globális világosodásba” (*global brightening*) váltott a Föld számos pontján (Wild et al., 2005). A legújabb megfigyelések szerint a 2000-es években a tisztuló tendencia folytatódott, bár nem olyan mértékben, mint az 1990-es években. A jelenséget hazai mérések alapján is kimutatták (Márffy, 2004). A globális tompítás jelensége frappáns magyarázatot nyújt arra nézve, hogy a globális felmelegedés miért csak az 1990-es évektől jelentkezett markánsan. Mivel az aeroszol részecskék hatására csökkent a felszínre érkező rövid hullámú napsugárzás, ez hűtő hatást gyakorolt az alsó légrétegekre, és ez a hűtés képes volt részben ellensúlyozni a légköri üvegházhatású gázok mennyiségének növekedése által okozott többlet sugárzási kényszert. Másképp fogalmazva, az erősödő üvegházhatást kiegyenlítette a csökkenő besugárzás. Az 1990-es évektől a tisztulás hatására jobban tudott érvényesülni az üvegházgázok által okozott sugárzási kényszer, ami a globálisan átlagolt felszínközeli léghőmérséklet ugrásszerű emelkedéséhez vezetett („hokiütő” diagram; IPCC, 2007). Fontos megjegyezni, hogy az aeroszol részecskék pontos hűtőhatását nem ismerjük, ami igen nagy bizonytalanságokat okoz egy tisztább, aeroszol részecskék nélküli világ átlaghőmérsékletének a megbecsülésében. Ha az aeroszol részecskék hűtőhatása erős, akkor a jövőben a vártnál nagyobb lehet a melegedés mértéke (Andreae et al., 2005).

3.1.2.1.1. Az aeroszol optikai mélység származtatása MODIS adatokból

Az AOD első globális, műholdas adatbázisát MODIS adatokból hozták létre. Ennek oka, hogy ez volt az első olyan szenzor, mely az AOD származtatáshoz szükséges spektrális tartományban (így a kék színhez tartozó $0,47 \mu\text{m}$ -es hullámhossz körül is) több csatornával lett felszerelve. A származtatott MODIS AOD értékek nemzetközi használata a hordozó műholdak felbocsátásának időpontjától eddig exponenciálisan növekedett. MODIS AOD segítségével jobban behatárolhatóvá vált az aeroszol részecskék direkt hűtőhatása, mint ahogy azt az IPCC 2001-es jelentésében feltételezték (IPCC, 2001; Bellouin et al., 2005; Yu et al., 2006).

A közvetlenül vett MODIS adatok feldolgozására létrehozott IMAPP szoftvercsomag használatával az aeroszol részecskékre vonatkozóan az alábbi mennyiségeket származtatjuk:

- AOD óceánra és szárazföldre $0,55 \mu\text{m}$ -en;
- AOD arány a finom aeroszol részecskékre, óceánra és szárazföldre $0,55 \mu\text{m}$ -en;
- korrigált AOD szárazföldre $0,47$, $0,55$ és $0,66 \mu\text{m}$ -en;
- effektív AOD átlag óceánra $0,47$, $0,55$, $0,66$, $0,86$, $1,2$, $1,6$ és $2,1 \mu\text{m}$ -en.

A származtatás a MODIS csatornái közül az 1-7 és a 20-as csatorna által nyújtott információkat használja fel (lásd 2. Táblázat). A származtatott mennyiségek $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ -es horizontális felbontással bírnak a műhold felszíni helyzetéhez képesti nadírban. Mivel a származtatás a napsugárzás aeroszol részecskék hatására történő módosulásán alapszik, vagyis látható és közeli infravörös csatornák adatait használja fel, ezért értelemszerűen csak nappali adatokból lehet a fenti mennyiségeket előállítani. Mivel az óceánok és a szárazföldfelszínnek eltérő spektrális tulajdonságokkal és heterogenitással rendelkeznek, ezért a két felszín típus felett külön algoritmusok szolgálnak az AOD értékek meghatározására (Remer et al., 2006a). Fontos megemlíteni azt is, hogy az algoritmus hóval fedett és sivatagi területek felett illetve napbeccsillanás (*sunglint*) esetén nem használható, ugyanis ezekben az esetekben a felszín hozzájárulása a mért jelhez túlságosan nagy ahhoz, hogy pontos becslést lehessen adni. Tekintve továbbá, hogy felhővel borított területeken pedig értelmetlen a teljes légoszlopba történő származtatásnak, ezért az ezekre a területekre vonatkozó AOD-t nem szokás megadni.

Az aeroszol részecskék fent részletezett jellemző mennyiségeinek előállítása megegyezik az operatív MOD04 produktum algoritmusával (C005-ös gyűjtés), csupán az eredmények tárolásában van különbség (Kaufman és Tanré, 1998; Remer et al., 2006a; Levy et al., 2007; 2009). A NASA által folyamatosan előállított és újraszámolt operatív MOD04 produktumok további mennyiségeket is tartalmaznak. A teljesség igénye nélkül ilyen szárazföldek felett például az aeroszol részecske típusa (por, szulfát, füst, kevert, stb.); tömegkoncentrációja ($0 - 10^{-3} \text{ g cm}^{-2}$), és az Angström exponens értéke $0,47$ és $0,67 \mu\text{m}$ -en ($-0,5 - 3$); óceánok felett az aeroszol

aszimmetria faktora; illetve AOD külön a finom és a durva részecskékre. A származtatás bizonytalansága $\pm 0,05 \pm 0,15\tau$, ahol τ az aeroszol optikai mélység (Remer et al., 2006a).

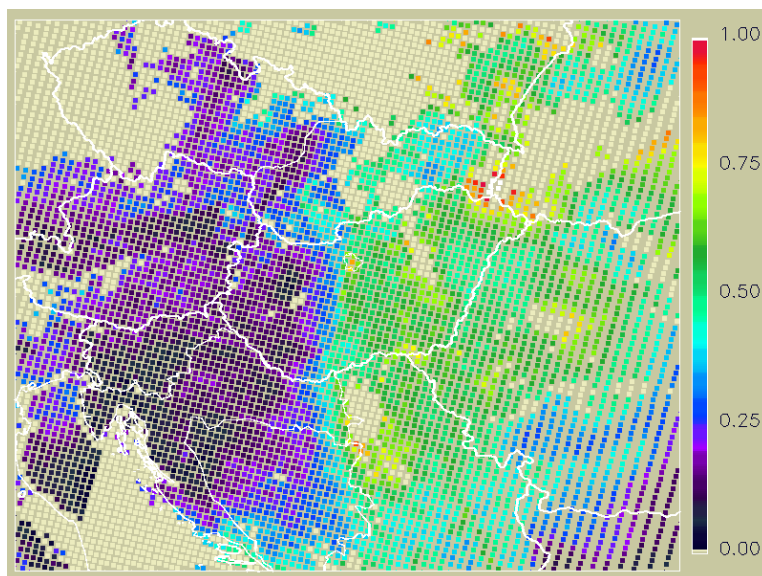
A MODIS AOD értékek validálását leggyakrabban az AERONET⁸⁵ nemzetközi hálózat (Holben et al., 1998) felszíni méréseivel, napfotométerek adataival szokták végezni (Chu et al., 2002; Levy et al., 2005; Remer et al., 2005). A vizsgálatok alapján a C004-es szintű MODIS AOD értékek szárazföldek felett a magas AOD értékeket alulbecslik, az alacsony értékeket pedig felülbecslik. A folyamatos fejlesztéseknek köszönhetően a javított algoritmusokkal előállt C005-ös szintű MODIS AOD értékek a valósághoz már jobban hozzáidomulnak, és az AERONET 0,55 μm -re vonatkozó AOD adataival összevetve $y = 1,01x + 0,03$ regressziós kapcsolatot mutatnak, ahol $R^2 = 0,89$ (Levy et al., 2007).

Az előállított MODIS AOD mezők helyes értelmezéséhez fontos tudnunk, hogy a kontinentális területek 0,55 mikrométerre vonatkozó optikai mélysége normális esetben átlagosan 0,2 körüli értékeket vesz fel (Levy et al., 2007). Ez a kontinentális átlagérték azonban ipari vagy természetes jelenségek, pl. sivatagi porviharok hatására jelentősen módosulhat, és akár 2-5 értéket is felveheti (Kern és Bartholy, 2006c; Santese et al., 2007; Timár és Kern, 2007; Christopher és Jones, 2010).

3.1.2.1.2. A származtatott MODIS AOD adatok felhasználása

Az ELTE vevőállomás által vett MODIS adatokból a 2.3.4. alfejezetben részletezett IMAPP szoftverrel származtatunk különböző hullámhosszakra vonatkozó AOD értékeket. Ezen AOD mezők nadírbeli horizontális felbontása $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$. A 9. ábrán példát mutatunk a 0,55 mikrométerre vonatkozó eredeti, az áthaladásnak megfelelő rácson tárolt AOD mezőre, és annak egyértelmű és nagy térbeli változékonyságára. Az idő- és térbeli változékonyság mértékét éves adatsorral szemléltetjük. A 2007-es év vizsgálatához 134 Terra és 54 Aqua áthaladás MODIS adatait használtuk fel, melyek összesen 150 napra adnak információt az AOD-ról. A 2007-es év Terra adataiból származtatott adatsorát a 10. ábra mutatja be, mely csak a Magyarország területére eső AOD értékeken alapul. A származtatott AOD értékek közül csak azokat használtuk fel, melyek esetén a megfigyelési zenitszög 50° alatti. A rendelkezésre álló Terra adatok alapján az ország átlagos, teljes évre vonatkozó AOD értéke $\sim 0,17$ volt 2007-ban. A fekete oszlopokkal ábrázolt 5 és 95%-os percentilisek alapján az átlagos területi változékonyság a 2007-es év folyamán 0,23. Az ábrán látható országon belül előforduló, adott napra vonatkozó maximumok és minimumok esetenként szintén nagy területi változékonyságot fednek fel, melynek értéke átlagosan 0,4 (a maximumok és minimumok átlagos különbsége alapján).

⁸⁵ AErosol RObotic NETwork



9. ábra

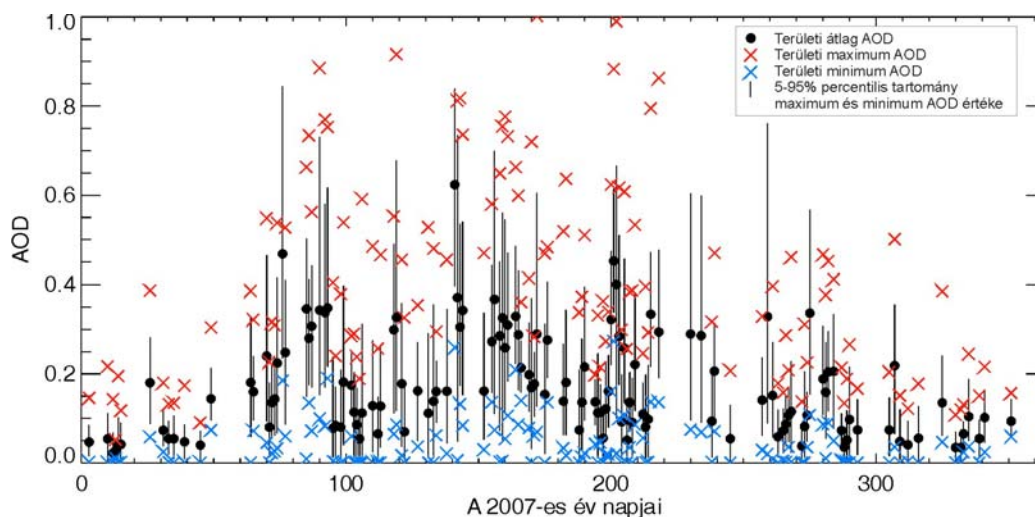
Példa a 0,55 mikrométerre vonatkozó aeroszol optikai mélység mezejére MODIS adatok alapján (Terra, 2007.07.21. 09:49 UTC). A felhőzet vagy a tenger feletti napbeccsillanás okozta hiányzó értékeket vajszínnel jelöltük.

	Terra	Aqua	
2007	Esetszám:	134	50
	Átlagos területi AOD átlag:	0,17	0,18
	A 95%-os és az 5%-os AOD percentilisek átlagos különbsége:	0,23	0,25
	Az abszolút napi maximum és minimum AOD értékek átlagos különbsége:	0,40	0,41
	Átlagos AOD Budapestre vonatkozóan:	0,30	0,34
2008	Esetszám:	92	30
	Átlagos területi AOD átlag:	0,16	0,19
	A 95%-os és az 5%-os AOD percentilisek átlagos különbsége:	0,22	0,24
	Az abszolút napi maximum és minimum AOD értékek átlagos különbsége:	0,41	0,46
	Átlagos AOD Budapestre vonatkozóan:	0,27	0,37

4. Táblázat

Magyarország területére eső 0,55 mikrométeres AOD értékeken alapuló éves statisztikai értékek 2007-re és 2008-ra, külön szétválasztva a Terra és Aqua MODIS adatokat.

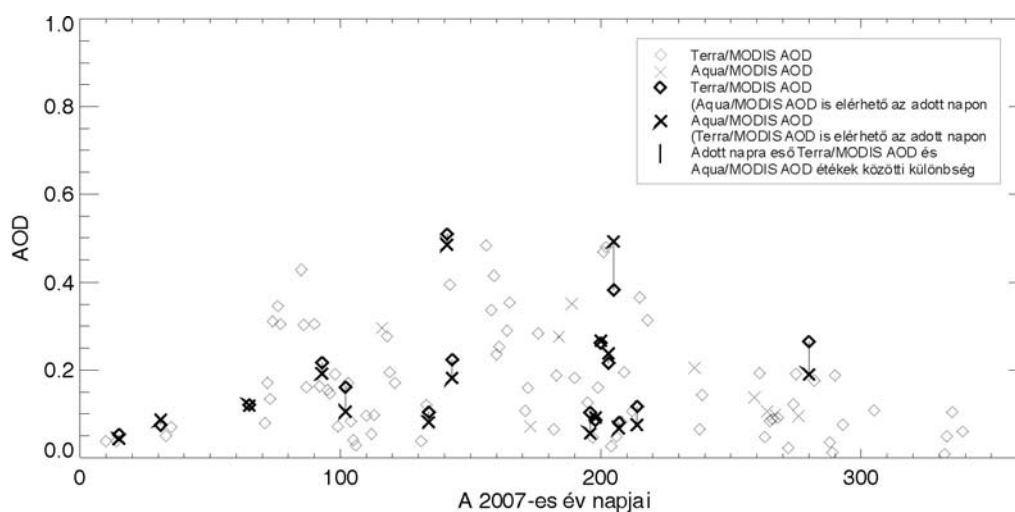
Aqua adatok alapján hasonló eredményeket kaptunk, azonban a kisebb esetszám alapján azok kevésbé pontos statisztikának felelnek meg. A térbeli változékonyságra vonatkozó számításainkat elvégeztük a 2008-es évre is, melyek eredményeit a 2007-as év eredményeivel együtt a 4. Táblázat foglalja össze. Budapestre (47,49°N, 19,05°E) kiszámított eredményeink alapján az átlagos évi AOD 2007-ben 0,3, míg 2008-ban 0,27 volt a Terra adataira vonatkoztatva. Egy adott vidéki pontra vonatkozó éves adatsort ábrázol a 11. ábra. A kiválasztott pont a Kiskunság déli végén található Illancs közepe, mely egyrészt a tengerszinthez viszonylag közel helyezkedik el, másrészt nincs az aeroszol részecskék keletkezésére okot adó pontforrás.



10. ábra

A 0,55 mikrométerre vonatkozó AOD területileg átlagolt értéke, az előforduló maximuma és minimuma, illetve 5 és 95%-os percentilise Magyarország területére eső MODIS adatok alapján 2007-ben.

Ugyanis például a fent említett budapesti magasabb AOD (mely a 9. ábrán bemutatott áthaladáson is látható) az összehasonlítások esetén hibás eredményt adhat, hiszen az AOD mező horizontális felbontása (mely a zenitszög növekedésével fokozatosan romlik a $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ -es névleges felbontásról) a forrást jelentő város méretével összevethető. Mivel a kvázipoláris műholdas szenzorok (így a MODIS is) méréseinek koordinátái áthaladásonként változnak, így adott pontra vonatkozó összehasonlítás esetén könnyen előfordulhat, hogy nem mindig a kiugró érték kerül kiválasztásra. A kiválasztott pont 2007-es évre vonatkozó adatsora (11. ábra) 93 Terra és 25 Aqua áthaladás felhasználásával készült. Az ábrán külön feltüntetésre került a Terra és az Aqua MODIS méréseiből származtatott AOD értékek, továbbá kiemelésre kerültek azok, melyek olyan napokra vonatkoztak, amikor mind Terra és mind Aqua MODIS mérések is felhasználhatók voltak.



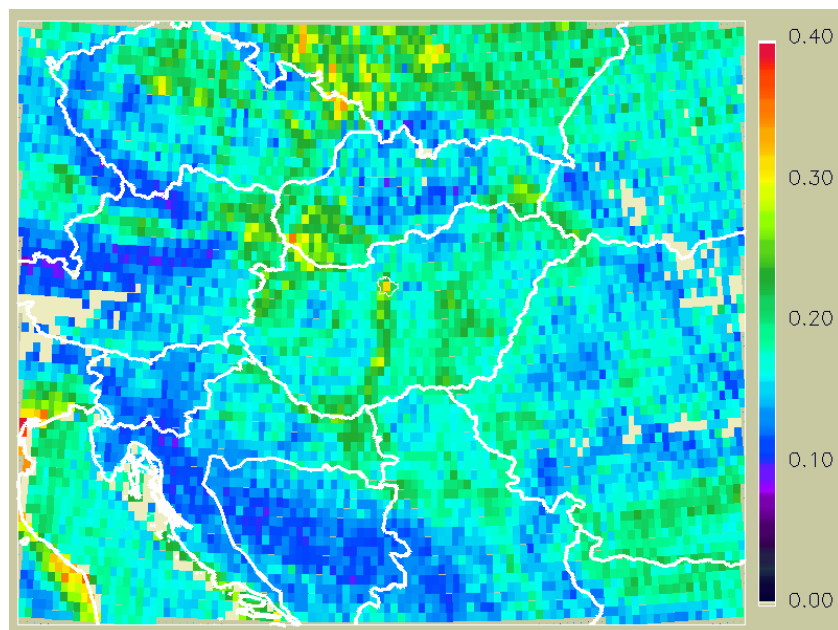
11. ábra

0,55 mikrométerre vonatkozó AOD éves menete 2007-ben Illancs középső részére (Kiskunság déli vége, $46,33^\circ\text{N}$, $19,21^\circ\text{E}$).

Ezekon a napokon a két különböző szenzorral történő mérés közötti különbség két dologra vezethető vissza. Egyrészt a méréseket végző két MODIS szenzor sugárzástanilag és állapotukat tekintve sem teljesen azonos. Remer és munkatársai (2006b) óceáni területekre (melyek forrásmentesnek tekinthetők) vonatkozó vizsgálataik alapján azonban a két szenzor adataiból származtatott AOD eltérése 1%-on belül van. Másrészt a két mérés közötti átlagosan 102-104 perces időkülönbség elegendő idő ahhoz, hogy adott pont feletti légoszlopban advekciónak miatti változás jöjjön létre. Erre jó a példa az ábra legnagyobb Terra-Aqua különbsége, mely a 2005. júlián napú július 24-éhez tartozik. A két mérésből származtatott AOD értékek közötti átlagos 0,03-os abszolút különbséghez képesti 0,11-os AOD különbség oka egyértelmű. A Közép- és Dél-Európát érintő extrém hőmérséklettel és csapadékhiánnyal járó hőhullám (2007. július 15-24) számos jelentős erdő- és bozóttűz eredményezett az Appennini- és a Balkán félszigeten, melynek füstös levegője magas AOD értékeket okozva Magyarországot is elérte. Az AOD értékek napon belüli változékonyságáról számos nemzetközi tanulmány számol be (pl. *Giavis et al., 2005; Jones és Christopher, 2007*), így a két rendelkezésre álló mérés közötti időbeli interpoláció még jobb eredményt adhat.

Szabályos horizontális felbontású rácsra interpolálva adott év összes elérhető AOD mezőjét lehetőségessé válik az éves átlagos AOD mező meghatározása is. Így készült a 12. ábra a 2007-es évre, 188 műholdáthaladás alapján, ahol a választott ráctávolság $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ volt. Az ábrán vajszín jelöli azokat a rácspontokat, melyekre 20-nál kevesebb esetszám állt csak rendelkezésre, ezért azok átlagát nem tekintjük reprezentatívnak és nem adtuk meg. Ezen földrajzi pontok egy része magashegységekben található, ahol a szinte egész évben jelenlevő hótakaró miatt a származtató algoritmus nem működik (*Remer et al., 2006a*). A pontok másik része tengerparti, ahol az ott található kis szigetek miatt a térség sem földfelszínnek, sem nyílt tengervíznek nem minősíthető, így a módszer szintén nem ad rá értéket, hiszen a két felszíntípus felett alapvetően különböző módszerekkel történik a származtatás (lásd feljebb). Egyértelmű aeroszolforrásként ismerhető fel Budapest, Bécs, Pozsony és a Pó-síkság. Mivel az aeroszol részecskék extinció együtthatójának értéke a tengerszint feletti magassággal közel exponenciálisan csökken (*Guibert et al., 2005*), ezért az átlagos éves mezőben magasság függvényeként alacsonyabb AOD értékekkel rajzolódnak ki a magashegységek. Az ábrán bemutatott térség átlagos AOD értéke $\sim 0,17$, mely összhangban van a 4. Táblázat Magyarországra vonatkozó átlagértékek nagyságrendjével. A 2008-es év adataiból képzett éves átlagos AOD mező szerkezete hasonló, az ipari területek szintén felismerhetők.

A saját származtatású MODIS AOD Kárpát-medencére vonatkozó verifikációját a limitált tér- és időbeli felbontású felszíni AOD megfigyelések miatt sajnos nem tudtuk elvégezni.



12. ábra

Átlagos AOD mező a Kárpát-medence tág térségére 2007-es MODIS adatok alapján Terra/MODIS és Aqua/MODIS adatokat egyaránt felhasználva.

3.1.2.1.3. Az AOD származtatásának lehetősége AVHRR adatokból

Az AOD becslésére az AVHRR spektrális adatai is alkalmasak (*Soufflet et al., 1997; Stowe et al., 1997; Asakuma et al., 2002; Ignatov és Stowe, 2002a; Knapp és Stowe, 2002; Hauser et al., 2004*), azonban a származtatott értékek minősége számottevően rosszabb a MODIS AOD értékekhez képest (*Ignatov és Stowe, 2002b; Hauser et al., 2003*). Ennek okai közé tartozik, hogy (1) az AVHRR kevés csatornával rendelkezik a látható és közeli infravörös tartományban; (2) mért jelei zajosabbak és kalibrációja kevésbé fejlett, mint az utóbbi idők új technológiájú szenzoraié; (3) a származtatott mennyiségek helyes felhasználásának alapját képező felhőszűrés szintén kevesebb spektrális információon alapul, mely annak minőségét csökkenti; (4) a szárazföldfelszín heterogén reflexivitási tulajdonságai és éven belüli változékonysága eleve megnehezíti a szárazföldek feletti AOD mező származtatását, mely így nehezebb, ezáltal kevésbé kiforrott, mint az óceánok feletti származtatás. Tekintve, hogy a sajátvétélű MODIS adatokból jó minőségű AOD mezőt tudunk előállítani, az AVHRR mérésein alapuló AOD származtatásával nem foglalkoztunk.

3.1.2.1.4. A MODIS aeroszol optikai mélység mező előállítása AVHRR-rácsra

A MODIS adatokból származtatott különböző, a felhőzet miatt hiányzó értékeket is tartalmazó légköri mezőket több lépésből álló újramintavételezéssel szabályos rácsra képezzük le,

melyet a továbbiakban adaptív átrácsozásként hívunk (lásd a következő alfejezetben). (Szabályos rács alatt az azonos földrajzi szélesség és azonos hosszúság lépésközű rácsot értjük). Majd az így előállított, már folytonos, szabályos rácson tárolt mezőt egy újabb újramintavételezéssel leképezzük az aktuális NOAA áthaladás szabálytalan AVHRR rácsára. Tekintve, hogy az alkalmazott légköri korrekciós eljárást szükség esetén azokra az AVHRR adatokra is alkalmazhatónak szeretnénk tenni, amelyekhez nem rendelkezünk elérhető MODIS adattal, így a korrekcióhoz szükséges paramétereiktől függően egyéb forrásokból származó adatok bevonására is szükség van. Ezen egyéb forrású mezők NOAA-rácsra való átkonvertálásához is a fent vázolt eljárást alkalmazzuk. A kiindulási mezők különböző felbontásából adódóan így a teljes eljárás minden adatforrás esetén különböző, és arra jellemző specifikus részleteket tartalmaz.

Az AOD esetén azokon a napokon, amikor a korrigálandó AVHRR adatokhoz nem volt elérhető MODIS adat, a szükséges AVHRR-rácsú $0,55 \mu\text{m}$ -re vonatkozó AOD mezőt az éves átlagos AOD mezejéből állítjuk elő (lásd 12. ábra). A valós AOD-mező nagy valószínűséggel nem egyezik meg az éves átlagos AOD mezejével, azonban feltételezésünk szerint közelebb áll hozzá, mint ha minden pixelre konstans értéket használnánk. Azokban az esetekben pedig, amikor adott napon egynél több Terra/Aqua áthaladásból származó MODIS-mező is elérhető volt, azok időpontjait figyelembe véve időbeli interpolálást végzünk, ha az adott NOAA áthaladás időben a két MODIS áthaladás közé esett.

3.1.2.1.4.1. Az adaptív átrácsozás

A MODIS adatokból származtatott, különböző felbontású, szabálytalan rácsú mezőket többszöri újramintavételezéssel szabályos rácsra képezzük le, ahol a felhős képpontokra térben bilineáris interpolációt alkalmazunk. Így az alkalmazott módszer nem töredezett, hanem kipótolt, térben folytonos mezőt ad eredményül. Az eljárás több lépésből áll, mely lépések minden meteorológiai paraméter esetén azonosak, pusztán az alkalmazott szabályos rácsok mások, a kiindulási MODIS adat felbontásától függően. Jelen esetben az eljárás lépéseit az AOD mezejére részletezzük. (1) Az eredeti, $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ -es felbontású MODIS AOD értékeket átrácsozzuk egy $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ rácstávolságú szabályos rácsra (3° - 35°E és 37° - 57°N földrajzi tartományban) úgy, hogy továbbra is hiányzó adatként vesszük figyelembe az eredetileg felhősnek meghatározott képpontokat és azokat, amelyeket a MODIS rácsa már nem tartalmazta, de a szabályos rács igen. A választott rács mindig az eredeti felbontás függvénye, hiszen célunk az, hogy az eljárás minimális információvesztéssel járjon. (2) A következő lépés a hiányzó adatok kitöltése, melyet újabb átrácsozással valósítunk meg. Ennek értelmében egy durvább és egy még durvább rácsra is

átrácsoljuk az $10\text{ km} \times 10\text{ km}$ -es felbontású MODIS rácson tárolt adatokat, melyek rácstávolsága $1^\circ \times 1^\circ$ illetve $4^\circ \times 4^\circ$, hogy majd ezekből a térbeli felbontás növelésével (interpolációval) tölthessük fel az adattal nem rendelkező képpontokat. Míg az 1° -os átrácsolásnál egyelőre megőrződnek az adattal még így sem rendelkező képpontok, addig a 4° -ra történő átrácsolásnál az ilyen képpontokat is feltöltjük, még hozzá az összes adattal rendelkező képpont átlagával (az adott cellán belül), így ez a mező már minden rácspontban tartalmaz valamilyen interpolált értéket. A mezők térbeli felbontásának növelését bilineáris interpolációval tesszük. (3) A 4° -os rácson lévő interpolált értékeket az 1° -os rácsra „finomítjuk” azért, hogy az 1° -os rács hiányzó rácspontjaihoz hozzárendelhessek az újonnan keletkezett, interpolált értékeket. (4) Az így előállt kipótolt 1° -os, simított mezőt leképezzük a $0,125^\circ$ -os rácsra, és az első lépésben származtatott $0,125^\circ$ -os rács adattal nem rendelkező rácspontjaihoz hozzárendeljük a neki megfelelő újonnan keletkezett interpolált értékeket. Ezáltal a legelőször előállított szabályos rácson tárolt adatokat teljes mértékben megőriztük, és folytonos mezőt kapva kiegészítettük interpolált értékekkel.

Végül az így keletkező $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ -os szabályos rácson tárolt, összefüggő MODIS-alapú mezőt egy újabb újramintavételezéssel leképezzük az aktuális NOAA áthaladás AVHRR szenzorának – nadírban $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ -es névleges felbontású – saját rácsára. Tekintve, hogy a kezdetben megválasztott szabályos rács kellően nagy területet lefed, így az újonnan származtatott mezőben nem lesznek hiányzó értékek, a mező folytonos lesz. Nagy kiterjedésű felhőzet esetén az eljárás természetesen adhat olyan értéket, mely közelítőleg sem felel meg a valós értéknek. Ez azonban nem okoz gondot, mert az azonos nap azonos napszakában áthaladó NOAA/AVHRR műholdképeken a nagy kiterjedésű felhőzet helyzete többé-kevésbé azonos lesz. Kisebb felhők esetén az eljárás pedig interpolációként működik.

3.1.2.2. Az integrált vízgőzmező előállítása

A légköri vízgőz tér- és időbeli eloszlásának minél nagyobb felbontású és pontosabb ismeretére egyre nagyobb igény mutatkozik a meteorológia számos területén. A vízgőz mennyisége és fázisa az időjárás előrejelzésének fontos paramétere, hisz a légkör összetevői közül ez a legváltozékonyabb (Johnsen és Kidder, 2002) és kulcsfontosságú szerepet játszik számos folyamat előrejelzésében, mint például a konvekció, csapadék- és felhőképződés, stb. (Wulfmeyer et al., 2005). Mivel a légköri vízgőz mennyiségénél fogva domináns üvegházgáz, ezért tér- és időbeli eloszlásáról szerzett információk hozzásegítenek a globális energiaháztartás és vízmérleg megértéséhez.

A vertikálisan integrált vízgőz földfelszínről történő operatív mérése a viszonylag ritka rádiószondás hálózat keretében és a GPS⁸⁶ műholdak jeleit fogó geodéziai állomásokon történik (Bevis et al., 1992; 1994; Duan et al., 1996; Borbás, 1998; Bouma és Stoew, 2001; Borzsa et al., 2007). Kampányjellegű mérésére egyéb, nagy érzékenységű, pontos műszer is alkalmas, mint a Raman LIDAR⁸⁷, vagy a MWR⁸⁸. Az űrbázisú távérzékelés alternatív módot kínál a vízgőz nagy térbeli felbontású becslésére. Különböző hullámhossztartományokat alapul véve számos módszer született a műholdas adatok alapján történő légköri vízgőz becslésére, elsősorban a légoszlop teljes kihullható vízgőz tartalmára vonatkozóan (pl. Kleespies és McMillin, 1984; 1990; Kaufman és Gao, 1992; Choudbury és DiGirolamo, 1995; Choudbury et al., 1995; Ottlé et al., 1997; Gao et al., 1998; Barton és Prata, 1999; Ottlé et al., 1999; Bennartx és Fischer, 2001; Westwater et al., 2001; Chylek és Borel, 2003; Gao et al., 2003; Albert et al., 2005). A származtatott adatok a hidrológiai ciklus, az aeroszol részecske tulajdonságai, az aeroszol részecske-felhőzet kapcsolat, az energiaháztartás, az üvegházhatás és az éghajlati rendszer megismerésében és számszerűsítésében segítenek (Soden et al., 2002).

Az ELTE vevőállomása által vett műholdas adatok közül az AVHRR és a MODIS szenzorok mérései használhatók nagy térbeli felbontású vízgőz mezők előállítására. Vizsgálataink célja az egységnyi alapterületű légoszlopra vonatkozó, különböző forrású vertikálisan integrált légköri vízgőz (továbbiakban IWV⁸⁹) értékek pontosságának becslése és a legmegfelelőbb kiválasztása, mely kellően nagy térbeli felbontással rendelkezik, és megbízhatóan használható más alkalmazásokban. Ilyen például a rövidtávú időjárás előrejelzés, vagy a sugárzás átviteli folyamatok leírása, mint amilyen a távérzékelte adatok légköri korrekciója is. Mivel ez utóbbi jelenti számunkra a célterületet, ezért vizsgálataink során nappali adatok felhasználására szorítkoztunk. Ezt a

⁸⁶ Global Positioning System

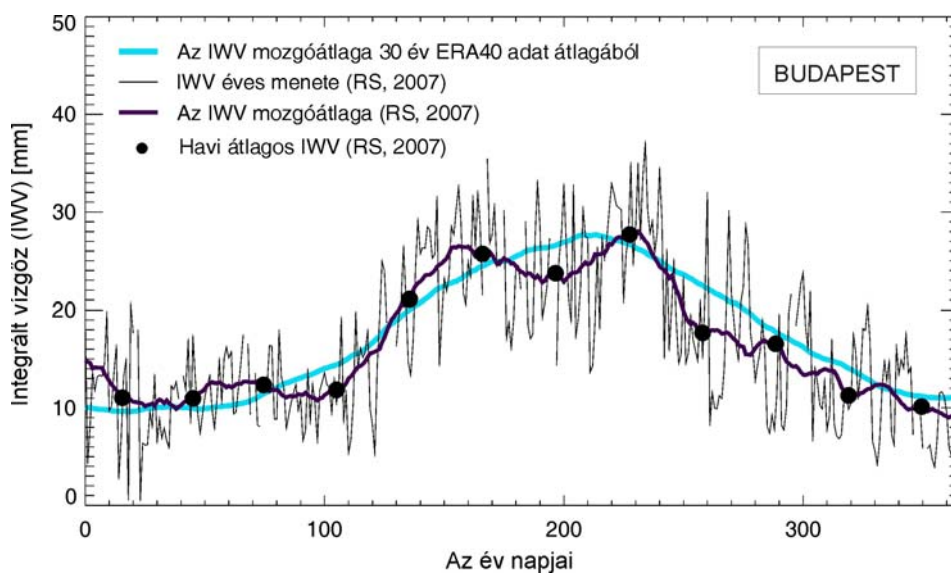
⁸⁷ Light Detection And Ranging

⁸⁸ Microwave Radiometer

⁸⁹ Integrated Water Vapor

leszűkítést az a tény is alátámasztotta, hogy az egyik MODIS alapú IWV becslés a látható fénynek megfelelő hullámhossztartományokat is felhasznál, így e módszer csak nappali adatok esetén használható.

A légköri integrált vízgőz éves átlagos értéke a sarki területek 2,5 mm-étől egészen a trópusok 50 mm-éig változhat (Peixoto és Oort, 1992). Az IWV Budapestre vonatkozó éves menetét a 13. ábra szemlélteti. Az ábrán egyrészt 30 év (1961-1990) napi (12 UTC) ERA40 adat átlaga, másrészt a 2007-ra vonatkozó napi (12 UTC) rádiószondás mérések és azok havi átlagai vannak feltüntetve. A mozgóátlagot mindkét esetben 30 napos átlagolással készítettük. Az IWV Európára vonatkozó évszakos és havi átlagai részletesen Takács (1986) tanulmányában található.



13. ábra

Az IWV éves menete 30 év (1961-1990) napi (12 UTC) ERA40 adat átlagából és 2007-ra vonatkozó napi (12 UTC) rádiószondás (az ábrán RS-sel jelölve) mérések adataiból Budapestre.

3.1.2.2.1. Az integrált vízgőz származtatása MODIS adatokból

A MODIS szenzor sugárzásméréseiből történő vertikálisan integrált légköri vízgőz származtatására két különböző hivatalos módszer létezik, melyek a sugárzási spektrum más-más tartományait használják ki.

(1) Az ún. közeli infravörös integrált vízgőz (továbbiakban NIR IWV) esetén a mért sugárzás a felszín és a légkör elemei által visszavert illetve a vízgőz elnyelésével gyengített napsugárzás. A származtatás egy légköri ablakokban található csatorna (2-es (0,865 μm)) illetve három, a vízgőz elnyelési tartományába eső csatorna (17-es (0,905 μm), 18-as (0,936 μm) és 19-es csatorna (0,940 μm)) méréseit használja fel (Albert et al., 2005). Az IWV arányos a vízgőz elnyelési spektrális tartományok sugárzás-áteresztésével. Mivel ezt a sugárzás-áteresztést közvetlenül nem

mérik, ezért az elnyelési és az áteresztő spektrális csatornában mért radianciák arányainak átlagából lehet megbecsülni. A mért radiancia-arányok és az IWV értékek közötti kapcsolatot sugárzásátviteli modell használatával állítják elő előzetesen, nagyszámú különböző légköri profilra. A NIR IWV becslésére felhőmentes szárazföldi területeken és a felhőzet felett (mind szárazföld, mind vízfelszín) van lehetőség, $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ -es (nadírbeli) horizontális felbontással, kg m^{-2} mértékegységben. Fontos megjegyezni, hogy a fentnevezett NIR IWV-t előállító algoritmus (mely az IMAPP szoftvercsomagban implementálásra került) nem azonos a NASA hivatalos közeli infravörös MOD05 algoritmusával (Gao és Kaufman, 2003). Az utóbbi eljárás a fenti közeli infravörös csatornákon kívül az 5-ös csatorna ($1,240 \mu\text{m}$) méréseit is felhasználja, illetve eltérő módon teremt invertált kapcsolatot az IWV értékek és a mért radiancia-arányok között.

(2) Az ún. infravörös integrált vízgőz (továbbiakban IR IWV) derült szárazföld és vízfelszín felett állítható elő $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ -es (nadírbeli) horizontális felbontással, cm mértékegységben. Mivel a Föld hőmérsékleti sugárzása képezi a mérés alapját, ezért értelemszerűen mind nappali, mind éjszakai adatokra egyaránt használható. A származtatáshoz felhasznált tizenkettő infravörös csatorna adataiból statisztikai regressziós módszerrel származtatható még hőmérsékleti és nedvességi profil, a függőleges légoszlop ózontartalma valamint stabilitási indexek is (Seemann et al., 2003). Emiatt az IR IWV más, a légkörre vonatkozó mennyiségekkel együtt szerepel egy közös produktumban (Menzel et al., 2002; 2006; Seemann et al., 2006). Az IR IWV módszertana megegyezik a NASA hivatalos MOD07 produktum algoritmusával. Mindkét vertikálisan integrált vízgőz (NIR és IR IWV) hivatalos validálása mikrohullámú szenzor (MWR) méréseinek felhasználásával történt (Gao és Kaufman, 2003; King et al., 2003; Seemann et al., 2003; Albert et al., 2005). Az előállított IWV mezők helyes értelmezéséhez elengedhetetlen a pontos felhőmaszk használata. A NASA hivatalos MOD35 produktumán alapuló, különböző spektrális küszöbértékek eredményeit kombináló felhőmaszk algoritmus szintén az IMAPP Level2 része (Ackerman et al., 1998; 2002). Tekintve, hogy a légkörben előforduló vízgőz túlnyomó részének sűrűsége alig pár ezrelékben tér el az 1000 kg m^{-3} -tól, ezért a továbbiakban azzal a közhasználatban járatos egyszerűsítéssel élünk, hogy $1 \text{ mm víz} = 1 \text{ kg m}^{-2}$, és így az IWV mértékegységét egységesen mm-ben használjuk.

3.1.2.2.2. Az integrált vízgőzmező verifikálása

Gyakori probléma a távérzékelésben annak a kérdésnek az eldöntése, hogy milyen referencia adatot használjunk a távérzékeléssel nyert mennyiségek verifikálásához. A kérdés nem csak az adattípusra vonatkozik, hanem a felhasznált verifikáló adat időpontjára is (Albert et al., 2005). A megfigyelés időpontját tekintve általában nem létezik megfelelő adat, hisz a műholdas

mérés általában a másodperc töredéke alatt történik. Ahhoz, hogy más időpontra vonatkozó adatokkal hasonlítsuk össze a származtatott műholdas mennyiségeket, ismernünk kell az adott fizikai mennyiség időbeli változékonyságát. Tekintve, hogy a Terra és Aqua műholdak MODIS szenzorai ugyanarról a területről szinte konstans, 102-104 perces időkülönbséggel végeznek méréseket, így számos paraméter időbeli változékonyságáról is képet kaphatunk (Tang et al., 2005).

A MODIS IWV értékek korábbi verifikálásakor az MWR mérések és a MOD05 IWV értékek között 3,1 mm RMSE⁹⁰-t (ami a hibák négyzetösszegének átlagából vont négyzetgyök), míg az MWR és MOD07 IWV értékek között pedig 4,4 mm RMSE-t kaptak (Albert et al., 2005). Az Albert és munkatársai (2005) által kidolgozott új, közeli infravörös csatornákon alapuló IWV (mely az IMAPP része) értékek és az MWR adatok között azonban csak 1,7 mm RMSE-t kaptak, és 2,0 mm RMSE-t rádiószondás adatokhoz viszonyítva. További verifikáló vizsgálatok az MWR és MOD05 IWV értékek között 1,6 mm RMSE-t (Gao és Kaufman, 2003), MWR és a MOD07 IWV értékekre 4,1 mm RMSE-t (Seemann et al., 2003) illetve 4,7 mm RMSE-t (King et al., 2003) adtak. Vizsgálataink a MOD05 IWV szisztematikus felülbecsléséről is beszámoltak 35 mm feletti értékeknél. Ezen eredmények alapján a közeli infravörös adatokból származtatott IWV pontossága jobb, mint az IR IWV pontossága. (Fontos azonban megemlíteni, hogy szemben az IR IWV értékekkel a közeli infravörös IWV csak nappali adatok alapján és csak szárazföldi területekre származtatható.) Az IR IWV algoritmusát leíró dokumentáció külön vizsgálja a Terra/MODIS és az Aqua/MODIS méréseiből meghatározott IWV értékek verifikálását, mely alapján rendre 2,5 és 3,2 mm RMSE-t kaptak (Seemann et al., 2006). A vízgőz elnyelési sávokban és a sugárzás áteresztő tartományokban mért radianciák különbsége nemcsak az IWV függvénye, hanem befolyásolja a felszíni emisszivitás is. Az új globális infravörös felszíni emisszivitási adatbázis segítségével azonban a MOD07 IWV minősége MWR adatokkal összevetve 2,7 mm RMSE-re javult (Seemann et al., 2008). A MODIS adatokból különböző módszerekkel származtatott IWV értékek szakirodalomban fellelhető verifikálásait az 5. Táblázat foglalja össze, ahol a Jelen tanulmány alatt feltüntetett eredményeket a következőkben részletezünk.

A verifikálásunkhoz felhasznált MODIS adatok többségében válogatott, a Kárpát-medence jelentős részében derült áthaladásokból készültek. Ennél a leválogatásnál azonban nem szabad elfelejteni, hogy az integrált vízgőz felhős területeken értelemszerűen nagyobb. Vizsgálatainkban a két eltérő módon származtatott MODIS integrált vízgőz értékeket archív ECMWF analízis és rövidtávú előrejelzési mezőkkel, illetve rádiószondás adatokkal (lásd a 3.1.2.2.3.2. alfejezetet) hasonlítottuk össze (Kern et al., 2007b; 2008c).

⁹⁰ Root Mean Square Error

	NIR IWV [mm]				MOD05 IWV [mm]				MOD07 IR IWV [mm]			
	Rádiószonda		MWR		Rádiószonda		MWR		Rádiószonda		MWR	
	RMSE	bias	RMSE	bias	RMSE	bias	RMSE	bias	RMSE	bias	RMSE	bias
<i>Gao and Kaufman, 2003</i>	-	-	-	-	-	-	1,6	-	-	-	-	-
<i>Seemann et al., 2003</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,1	-
<i>King et al., 2003</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,7	-
<i>Albert et al., 2005</i>	2	-0,8	1,7	0,6	-	-	3,1	1,8	-	-	4,4	-3,9
<i>Seemann et al., 2006, Terrára</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,5	-0,04
<i>Seemann et al., 2006, Aquára</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,2	0,7
<i>Seemann et al., 2008</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,7	0,3
<i>Kern et al., 2008b</i>	2,41	-1,46	-	-	-	-	-	-	2,77	-0,75	-	-
<i>Kern et al., 2007c</i>	2,36	-0,9	-	-	-	-	-	-	2,8	-0,54	-	-
<i>Jelen tanulmányban</i>	2,19	-0,86	-	-	-	-	-	-	2,74	-0,48	-	-

5. Táblázat

MODIS adatokból különböző módszerekkel származtatott IWV értékek szakirodalomban fellelhető verifikálásainak összefoglalása. A *bias* a földbázisú és az űrbázisú mért adatok átlagának az eltérése.

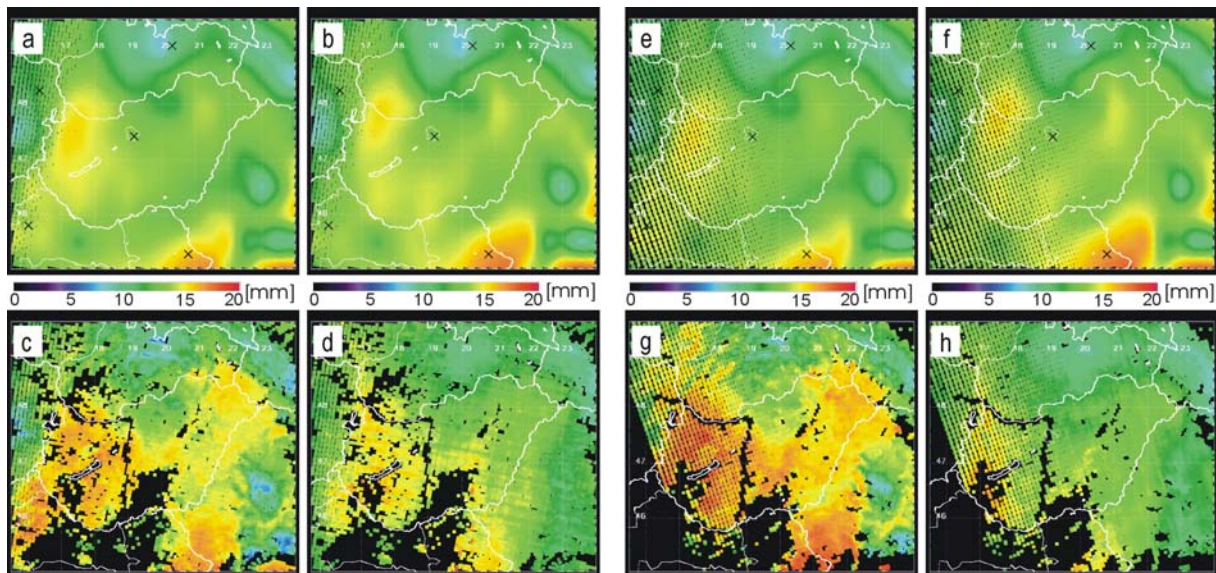
3.1.2.2.3. Sajátvétélű MODIS adatokból származtatott integrált vízgőzmezők

Vizsgálatainkhoz olyan Terra és Aqua áthaladásokat választottunk, melyek többnyire felhőmentesek voltak a Kárpát-medencében. Így összesen 152 műholdáthaladást választottunk ki 2005. február 10-e és 2007. október 17. között, melyek megfeleltek a megfigyelési szögre vonatkozó kritériumunknak is. Ez alapján csak olyan adatokat választottunk, amelyekhez tartozó műholdzenitszög nem nagyobb 50°-nál ($\theta < 50^\circ$), mellyel a különböző torzulások kiküszöbölhetővé váltak. Ezen áthaladásoknál mindig volt legalább egy olyan rádiószonda-állomás a Kárpát-medencében, melynek térsége derült volt (legalább 40 százalékban), így lehetővé vált az IWV értékek összehasonlítása. A kiválasztott 152 áthaladás 124 különböző napra esik az év minden évszakából: a 40 tavaszi, 34 nyári, 40 őszi és 10 téli nappal az IWV évszakai változása is figyelembe lett véve. (Vizsgálataink eredményét bemutató korábbi közleményünk (*Kern et al., 2008c*) ennél kevesebb esetszámon alapul (53 műholdáthaladás). Vizsgálatainkat azóta kibővítettük, így születtek a következőkben bemutatásra kerülő, bővebb statisztikát felmutató eredmények.)

A különböző, szabálytalan rácson tárolt adatok megfelelő összehasonlításához első lépésként átrácsoztuk őket egy közös rácásra, melyhez a MODIS IR IWV értékek 5 km × 5 km-es rácst választottuk. Az 1 km × 1 km-es felbontású MODIS NIR IWV értékekből átlagolással állítottuk elő a durvább rácstra vonatkozó értékeket, ahol figyelembe vettük az esetleges felhők miatti adathiányt (az átlagképzésnél maximum 1 hiányzó adatot fogadtunk el 25 adat képpontra vonatkozóan). A 0,5° × 0,5°-os ECMWF adatokat bilineáris interpolációval rácsoztuk át a

MODIS adatok szabálytalan $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ -es rácsára. A rádiószondás adatokkal történő összehasonlításhoz a szondázó állomás körüli 9×9 átrácsozott ECMWF adat átlagát használtuk fel, hogy figyelembe vehessük a szonda emelkedés közbeni horizontális elsodródását is. Ez a mintegy $\pm 0,2^\circ$ -os térbeli átlagolás megfelel a szakirodalomban használtaknak (*Albert et al., 2005*).

Az ECMWF és a két különböző módszerrel származtatott MODIS IWV mezők szemléltetésére példa a következő ábracsoport (*14. ábra*), ahol a választott napra vonatkozóan két egymást követő Terra és Aqua áthaladások MODIS IWV mezőit is bemutatjuk a Kárpát-medence térségére. Az ECMWF analízis és előrejelzési IWV mezőket a műhold áthaladásának idejére rendre 06+00 és 12+00 UTC között illetve 00+09 és 00+12 UTC között interpoláltuk a MODIS IR IWV mező $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ -es rácsára. A fekete \times -ek az ECMWF mezőkön a 12 UTC-kor elérhető rádiószondás adatok állomásait jelölik. A MODIS térképeken a fekete képpontok felhős, vagy nyílt vizű területeket jelölnek, melyekhez nem tartoznak IWV értékek.



14. ábra

a és b ábra: Időben interpolált ECMWF analízis (a) és előrejelzési (b) IWV mezők 2006.10.10. 09:24 UTC-re (Terra áthaladás időpontjára); **c és d ábra:** Terra/MODIS NIR IWV (c) és Terra/MODIS IR IWV (d) 2006.10.10. 09:24 UTC-kor; **e és f ábra:** Időben interpolált ECMWF analízis (e) és előrejelzési (f) IWV mezők 2006.10.10. 11:10 UTC-re (Aqua áthaladás időpontjára); **g és h ábra:** Terra/MODIS NIR IWV (g) és Terra/MODIS IR IWV (h) 2006.10.10. 11:10 UTC-kor.

3.1.2.2.3.1. A verifikáláshoz felhasznált rádiószonda alapú IWV pontossága

A rádiószondás adatokból származtatott integrált vízgőz az egyetlen közvetlen (*in situ*) adatforrás, melyet az ECMWF numerikus előrejelző modell és a MODIS vízgőz adatok kiértékeléséhez fel tudunk használni. Statisztikai vizsgálataink megalapozottságához azonban eme referencia rádiószondás adat pontosságát is meg kell vizsgálnunk.

A rádiószondás IWV minőségét a szonda nedvességmérő szenzorához kapcsolódó mérési hibák rontják le (Balagurov et al., 1998; Wang et al., 2002; Miloshevich et al., 2006; 2009; Vömel et al., 2007). Habár ezek a hibák jól ismertek a tudományos közösség által, a bizonytalanságok becslése és kezelése mégsem egyértelmű, melynek több oka is van. Számos, különböző típusú rádiószonda van világszerte mindennapi használatban. A kereskedelmi rádiószonda-gyártók különböző relatív nedvesség szenzorokat használnak, melyek megbízható referencia adathoz viszonyítva más és más eltérést okoznak a mért nedvességi profilban (Wang et al., 2002; Miloshevich et al., 2006; Vömel et al., 2007). Mivel a gyártók folyamatosan fejlesztik a szenzorokat, ezért a gyári illetve a publikált kalibrációs függvények hamar elévülnek (Miloshevich et al., 2006). Az új függvények előállításához összehasonlító méréssorozatra van szükség, mely a megbízhatósági becsléseket még nehezebbé teszi. A meglévő adatsorok reanalízisére van szükség időről időre, hogy a mérések hibái által okozott eltérések eltávolításra kerüljenek (Lesht, 1999), azonban ezek a harmonizált adatsorok sokszor csak évekkel később érhetőek el. A finn Vaisala cég RS92 rádiószondája a szenzor kicsi hőtehetetlensége és megbízhatósága miatt az egyik legnépszerűbb szonda világszerte (Miloshevich et al., 2006), melynek vízgőzszámításaihoz Hyland és Wexler (1983) formuláját használják. Az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) budapesti rádiószondás állomásán 2004 júliusától használják az RS92 szondákat (Németh P., *személyes kommunikáció*), azonban a vizsgálatainkhoz felhasznált többi állomás szondatípusáról nincs aktuális információnk.

Miloshevich és munkatársai (2006) több különböző szondával egyetemben az RS92 szondák mérési pontosságát egy AWEX⁹¹-G mérési kampány folyamán próbálták megbecsülni 2003 októberétől novemberig terjedő időszakban (az USA déli részén). Referenciaként szintén a szondákon elhelyezett nagy pontosságú CFH⁹² légnedvességmérő adatait használták. Eredményeik alapján nappali szondázások esetén a kalibrációs hiba mellett egy másodlagos hibaforrás is fellép. Ez a nedvességmérő szenzor napsugárzás hatására való melegekedése, mely a relatív nedvességi profilban (és így az IWV becslésekben is) ún. szisztematikus száraz eltéréshez vezet (angolul „dry bias”, ami alulbecslést okoz az IWV értékekben). A 2004 áprilisa előtt gyártott szenzorok esetén ennek az alábecslésnek az értéke 6-8 százalék, melynek következtében ezekre az adatokra éjszakai szondázásokból határozták meg a kalibrációs hiba kiküszöbölésére szolgáló korrekciós függvényeket. Vömel és munkatársai (2007) szintén nappali RS92 adatokat vizsgálva azt az eredményt kapták, hogy vizsgálat térségében (10°N, -84°E) a szisztematikus száraz eltérés hatására az IWV átlagosan 11%-kal alulbecslésre kerül. Ennek kiküszöbölésére sugárzási korrekciót javasolnak, mely azonban csak alacsony napzenitszög esetén (Egyenlítői területeken)

⁹¹ AIRS Water vapor EXperiment - Ground

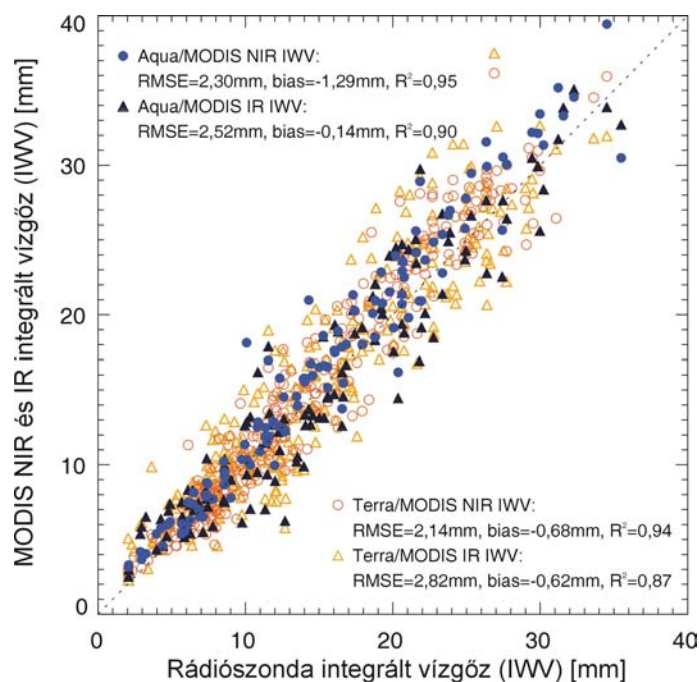
⁹² Cryogenic Frostpoint Hygrometer

alkalmazható. Magasabb szélességeken ez a sugárzási hiba értelemszerűen kisebb, mely összhangban áll Miloshevich és munkatársai (2006) eredményeivel.

Ezen ismeretek alapján arra a következtetésre juthatunk, hogy a vizsgálatainkhoz felhasznált nappali rádiószondás adatokból származtatott IWV értékek mind alulbecslik a valós értéket. Ennek az alulbecslésnek a pontos értékét nem tudhatjuk, de a Vömel és munkatársai (2007) által megadott 11% minden bizonnyal felső határ és évszakonként változó mértékű a napmagasságnak megfelelően. Tekintve, hogy semmilyen pontos, közvetlen adattal (GPS vagy MWR) nem rendelkezünk vizsgálataink során, ezért a rádiószondás adatokat referenciaértékként kezeltük, figyelembe tartva, hogy azok feltehetően szisztematikus hibával terheltek (alulbecslések), főleg a nyári hónapokban. (Fontos azonban megjegyezni azt is, hogy bár problémák vannak a nappali adatokkal, a rádiószondás adatokkal történő összehasonlításoknak óriási előnye, hogy azok a felszíni feltételeknek széles skálájára adnak eredményt, szemben a kampányszerű, adott pontra vonatkozó rövid mérésorozatokkal.)

3.1.2.2.3.2. A különböző MODIS IWV mezők összehasonlítása

A MODIS NIR és IR IWV mezők rádiószondás IWV értékekkel történő összehasonlítása 152 műholdáthaladást felhasználó statisztikai vizsgálattal történt. Tekintve, hogy 28 napra mind az Aqua, mind a Terra áthaladás felhasználható MODIS adatokat biztosított, így ehhez összesen 124 többnyire felhőmentes napra vonatkozó 356 rádiószondás felszállás adatait is felhasználtuk. Az összehasonlítás eredményét a 15. ábra mutatja be. Tekintve, hogy a Terra/MODIS és az Aqua/MODIS szenzorok sugárzásmérő tulajdonságai között különbség van (hisz két különböző szenzorról van szó), ezért eredményeinket a két szenzorra szétválasztva mutatjuk be. A MODIS NIR és a rádiószondás adatokból származtatott IWV értékek között összességében 2,19 mm RMSE-t és -0,86 mm átlagos eltérést (*bias*) ($R^2=0,94$) kaptunk. A MODIS IR és a rádiószondás adatokból származtatott IWV értékek között összességében pedig 2,74 mm RMSE-t és -0,48 mm átlagos eltérést ($R^2=0,88$) kaptunk. Ezek alapján bár a MODIS NIR IWV jobb RMSE-t ad, azonban az átlagos eltérése a rádiószondás adatokhoz képest nagyobb, mint a MODIS IR IWV-nek. Az összes mérési adatot figyelembe véve az átlagos NIR IWV értéke 15,63 mm, míg az IR IWV értéke 15,25 mm volt. Ezek az eredmények a MODIS NIR és IR IWV értékekre vonatkozóan rendre 14,01%-os és 17,96%-os relatív RMSE-nek illetve -5,49%-os és -3,15%-os relatív átlagos eltérésnek felelnek meg.



15. ábra

Kapcsolat a rádiószondás és a MODIS adatokból származtatott IWV értékek között a Kárpát-medence térségében. Az IWV értékek megkülönböztetésre kerültek mind Terra és Aqua alapján, mind a NIR és IR alapján (Terra esetén: $n=300$, Aqua esetén: $n=122$).

Eredményeink összhangban vannak a korábban publikáltakkal, bár a két különböző módon meghatározott IWV értékeinkre vonatkozók között kisebb a különbség (Kern *et al.*, 2008c). Egyetlen egy eltérést tapasztalhatunk csak: eredményeink alapján a NIR IWV és a rádiószondás adatok között nagyobb az átlagos eltérés (felülbecslés tapasztalható), mint az IR IWV és a rádiószondás adatok között. Ez az ellentmondás a rádiószondás adatok pontatlanságával magyarázható. Ahogy az előző alfejezetben említettük, nappali méréseknél a napsugárzás hatására a rádiószondás adatok alulbecslik az IWV-t (Miloshevich *et al.*, 2006; Vömel *et al.*, 2007). Bár a szisztematikus száraz eltérés pontos mértékét nem tudjuk meghatározni közvetlen mérések nélkül, a NIR IWV nagyobb átlagos eltérése nagy valószínűséggel részben ennek köszönhető. Ezt az állításunkat egy egyszerű vizsgálattal teszteltük: a rádiószondás adatokból származtatott összes IWV értéket 7%-kal megnöveltük, mely megfelel Miloshevich és munkatársai (2006) által javasolt korrekciós faktornak. Újrászámolva az IWV értékek közötti kapcsolatot jellemző mérőszámokat a fent említett ellentmondás eltűnik: a NIR IWV és a rádiószondás IWV értékek közötti átlagos eltérés kisebb lesz, mint az IR IWV és a rádiószondás adatok közötti átlagos eltérés (rendre 2 mm RMSE, 0,18 mm átlagos eltérés ($R^2=0,94$) és 2,85 mm RMSE, 0,55 mm átlagos eltérés ($R^2=0,88$)).

Az eredmények helyes értelmezéséhez figyelembe kell venni, hogy a rádiószondás mérések (12 UTC) illetve a Terra/Aqua műholdak áthaladása (9-13 UTC) között akár több órás időkülönbség is lehet. Adott helyen az IWV időbeni változását leginkább a felszíni

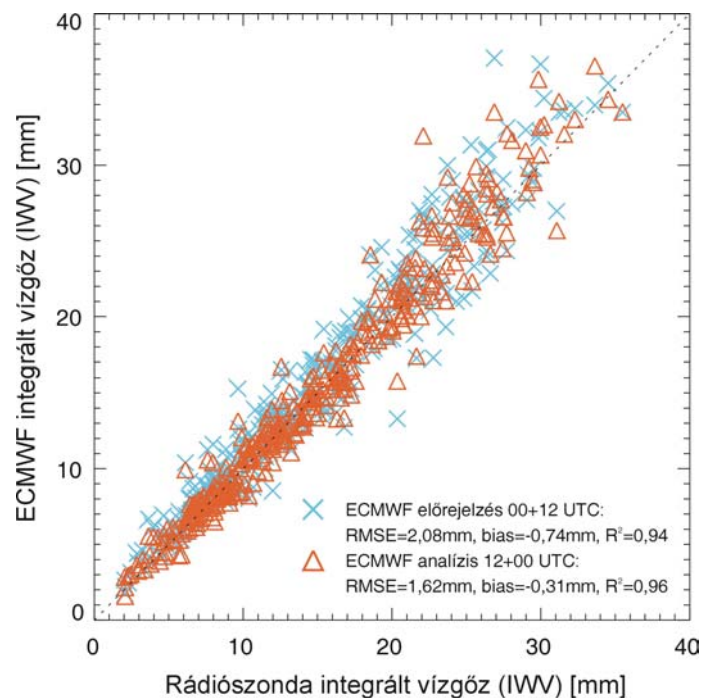
evapotranspiráció és a horizontális advekciónak határozza meg, melyek alapján hozzájárulnak az összehasonlítás eredményeinek bizonytalanságához. E folyamatok hatásainak megismeréséhez négy vizsgálatot végeztünk el. Műholdáthaladásainkat az alábbiak alapján válogattuk szét: (1) műhold szerint (Terra vagy Aqua); (2) szinoptikus időjárási szituációk alapján (ciklonális vagy anticiklonális); (3) 12+00 és 06+00 UTC-re vonatkozó ECMWF analízis IWV értékek normalizált különbségeit alapul véve (ahol a normalizálás az ECMWF analízis IWV értékek átlagával történt); és (4) a felszíni ECMWF előrejelzési evapotranspiráció rádiószondás mérésekből meghatározott IWV értékekhez való normalizált hozzájárulása szerint. Ezen vizsgálatok eredményei semmilyen szignifikáns javulást nem mutattak az IWV értékek kapcsolatában. Megfigyelhető azonban némi különbség az (1)-es szétválasztás esetén, ahol a rádiószondás és az Aqua IR IWV értékek jobb kapcsolatot mutatnak (lásd 15. ábra), mint a Terra esetén. Ez a különbség feltehetően annak köszönhető, hogy az Aqua áthaladásának ideje közelebb esik a 12 UTC-s rádiószondás mérésekhez.

Vizsgálataink eredményei alapján megállapíthatjuk, hogy a MODIS IWV értékek jó minőségűek és elfogadható pontosságúak Közép-Európában is, mely értékes, nagyfelbontású adatként szolgálhat más alkalmazásoknak is. Bár a NIR IWV értékek jobb minőségűeknek mondhatók, mint az IR IWV értékek, de a kettő közötti különbség nem jelentős.

3.1.2.2.3.3. ECMWF IWV értékek pontosságának elemzése

Az archív ECMWF analízis és előrejelzési illetve az ECMWF reanalízis adatokat (ERA40⁷⁴) magas minőségük miatt széles körben, számos célra használják (légköri transzport modellek, levegőkémia, klimatológia, regionális *impakt* tanulmányok, stb.). Használhatók távérzékelés adatok verifikálásához is, vagy akár sugárzásátviteli modellek bemenő adataiként is. A következőkben az archivált analízis és előrejelzési IWV adatok minőségét vizsgáljuk az *in situ* rádiószondás megfigyelések szempontjából, ahol pontosan ugyanazokra a napokra vonatkozó adatokat használtuk fel, mint amelyekre vonatkozó MODIS adatokkal a korábbiakban dolgoztunk. A 16. ábrán a 12 UTC-re vonatkozó IWV értékeket hasonlítunk össze: a rádiószondás adatokból (12 UTC) származtatott, az archív ECMWF analízis (12+00 UTC) és előrejelzési (00+12 UTC) IWV értékeket. A rádiószondás adatokból származtatott IWV és az ECMWF IWV értékek közötti kapcsolat erősebb, mint ahogy azt rádiószondás és MODIS IWV értékekre kaptuk. Az analízis és az előrejelzési mezőkkel való kapcsolatok közötti különbség egyértelmű: a 12+00 UTC-re vonatkozó analízis adatok erősebb kapcsolatot adnak a rádiószondás IWV értékekhez képest, mint a 00+12 UTC-re vonatkozó előrejelzési adatok. Ez az

elvárásainknak megfelelő eredmény nem meglepő, hisz az analízis mezőket a légköri profilokat leíró rádiószondás és műholdas mérések asszimilálása után állítják elő (Paillex, 1990; Bouëtier és Kelly, 2007). Mind az analízis, mind az előrejelzési mező magasabb IWV értéket ad (rendre -0,74 mm és -0,31 mm átlagos eltéréssel), mint a rádiószondás értékek, mely részben a rádiószondák szisztematikus száraz eltéréssel (vagyis alulbecslésével) magyarázható. Az eredmények helyes értelmezésekor azonban szem előtt kell tartani, hogy a vizsgálat alapját képező 124 napon a Kárpát-medencére többnyire felhőmentes idő volt jellemző bármilyen jelentős szinoptikus skálájú időjárási jelenség nélkül, mint például fronttevékenység (szinoptikus vagy kisebb skálájú konvektív tevékenységek gyors és jelentős IWV változással járhatnak). Ezen eredmények alapján mondhatjuk, hogy a 12 UTC-re vonatkozó ECMWF IWV analízis mezők, és a kicsit alacsonyabb minőségű IWV előrejelzési mezők alkalmasak arra, hogy értékeiket sugárzásátviteli modellekhez is felhasználjuk, figyelembe tartva, hogy a finom térbeli struktúrák visszaadására azonban nem képesek.

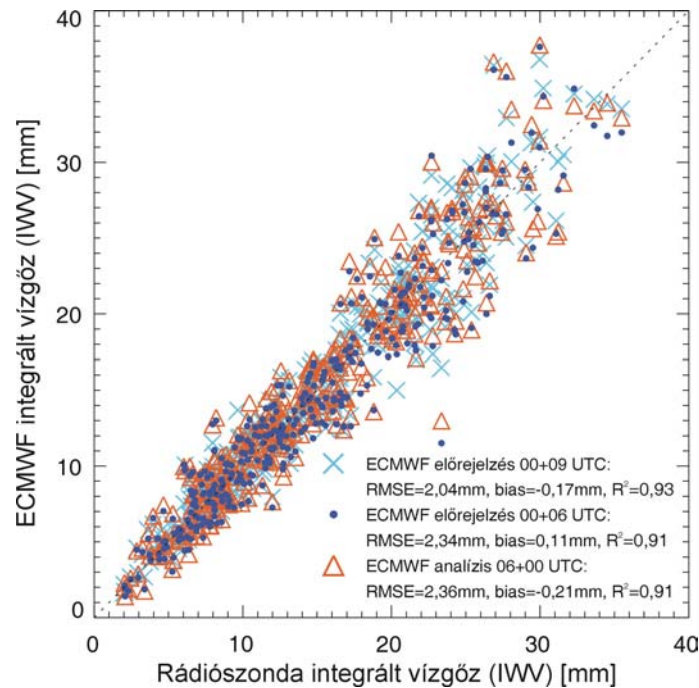


16. ábra

Kapcsolat a rádiószondás adatokból származtatott IWV és az ECMWF IWV értékek között a Kárpát-medence térségében 124 többnyire derült nappra (összesen 356 rádiószondás felszállás adatait felhasználva).

A napszinkronpályájú műholdak adott pontról minden nap más, adott időintervallumon belüli időpontban végeznek méréseket (pl. Magyarországra a Terra kb. 9:00 és 10:15 UTC között, illetve az Aqua kb. 11:00 és 12:15 UTC között), ráadásul a névleges műholdáthaladás is kevés műholdnál felel csak meg 12 UTC-nek. Vizsgálatainkat emiatt kibővítettük az ECMWF adatok korábbi időlépcsőjéhez (6 és 9 UTC) tartozó adatok tanulmányozásával is. A rádiószonda alapú

IWV illetve a 06+00 UTC-re vonatkozó ECMWF analízis, a 00+06 UTC-re és 00+09 UTC-re vonatkozó ECMWF előrejelzési IWV értékek közötti kapcsolatot a 17. ábra mutatja be.



17. ábra

Kapcsolat a rádiószondás adatokból származtatott IWV és az ECMWF IWV értékek között a Kárpát-medence térségében 124 többnyire derült napra (összesen 356 rádiószondás felszállás adatait felhasználva).

A különbség egyértelmű a 12 UTC-re vonatkozó analízis és előrejelzési IWV értékekhez képest (alacsonyabb IWV értékek, mint a rádiószonda alapúak). Az eredmények alapján az analízis és az előrejelzési adatok közötti különbség kisebb, mint a műholdas alapú IWV becslések pontosságának hibája. Ennek megfelelően 12 UTC-hez közeli időpontokban inkább az analízis adatok használatát javasoljuk, viszont délelőtti műholdak esetén (mint pl. a Terra) nincs egyértelmű következtetés, mivel az összehasonlítást olyan elemmel végeztük, mely napon belüli időbeli változékonysággal rendelkezik.

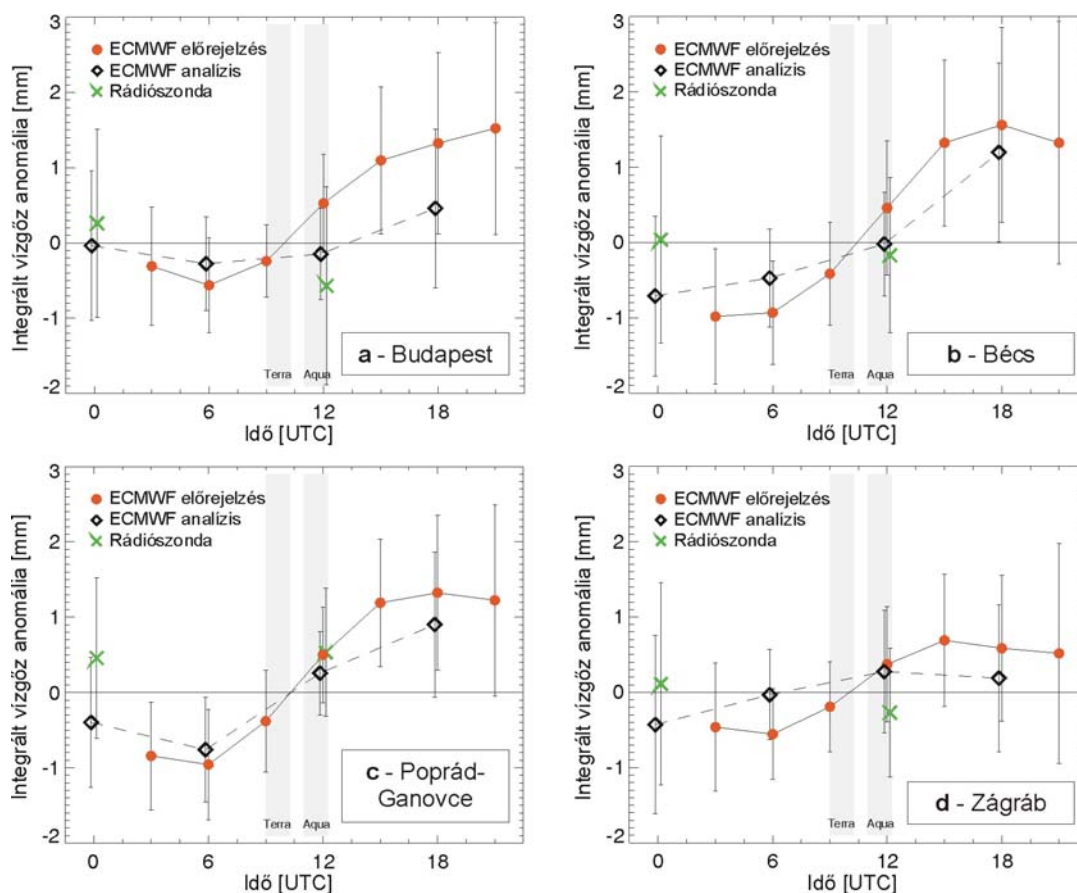
3.1.2.2.3.4. Az integrált vízgőz napon belüli változékonysága

Ahogy az már korábbi, nagy időbeli felbontású adatokon alapuló tanulmányokban bemutatásra került, az integrált vízgőz tipikus napi menettel rendelkezik (Güldner és Spänkuch, 1999; Bouma és Stoen, 2001; Tomassini et al., 2002; Memmo et al., 2005). E napi menet amplitúdója függ a földrajzi helytől (szárazföldi vagy tengeri), a földrajzi szélességtől, és az évszaktól. Memmo és munkatársai (2005) átlagosan nyárra több mint 1 mm-es amplitúdót, míg az őszi-téli időszakra 0,4 mm-es amplitúdót állapítottak meg Olaszországban egy évnyi szárazföldi adatsort

felhasználva. Güldner és Spänkuch (1999) Közép-Európára 1,5 mm átlagos napi ingadozást adtak meg nyárra, és 0,5 mm napi átlagos ingadozást télre. Vizsgálataik szerint az IWV napi növekedése 08 LST⁹³ helyi időben kezdődik és 10 és 15 LST között éri el maximumát, 0,2 mm h⁻¹ növekedési rátával nyáron. A következőkben ECMWF és MODIS adatokat felhasználva tanulmányozzuk az IWV napi változékonyságát, hogy választ kapjunk a következő kérdésekre. Felhasználhatunk-e egy, pl. 10:00 UTC-kor történő műholdas méréshez 12+00 UTC-s ECMWF analízis mezőt, vagy jobb, ha inkább a 00+09 UTC-s előrejelzési mezőt használjuk? Megbecsülhető-e vajon az IWV napi menete műholdas megfigyelésekkel?

A 18. ábra a rádiószonda alapú IWV és az ECMWF IWV átlagos anomáliáit mutatja be a napi átlagos ECMWF analízis IWV értékeihez viszonyítva 00+00, 06+00, 12+00, és 18+00 UTC időpontokban, 124 derült napra 2005. február 10. és 2007. október 17. között négy állomásra. A hibasávok az anomáliák szórását, a háttér szürke oszlopai pedig a Terra és az Aqua áthaladásának lehetséges időintervallumát jelzik. Ehhez a vizsgálathoz az eredetileg 0,5° × 0,5°-os horizontális felbontású ECMWF adatokat bilineáris interpolációval egy finomabb, 0,05° × 0,05°-os felbontású szabályos rácsra interpoláltuk (melynek méretei közel állnak a MODIS IR IWV felbontásához), majd a rádiószondás állomások körül 9 × 9 értéket átlagoltunk. A budapesti rádiószondázó állomás térségére (18. ábra) a számolt átlagos IWV változás 00+09 és 00+12 UTC között az ECMWF előrejelzési adatok alapján sokkal magasabb (0,256 mm h⁻¹), mint 06+00 és 12+00 ECMWF analízis adatok között (0,021 mm h⁻¹). Az előrejelzési adatok a többi három állomás esetében is egyöntetűen magasabb IWV változást mutatnak. Ez az időbeli növekedés megmagyarázza a rádiószonda alapú IWV és a 06 és 09 UTC-re vonatkozó ECMWF előrejelzési IWV értékek közötti különbségeket és az átlagos eltéréseket (17. ábra). A 18. ábra alapján az IWV anomáliák szórásának a nagyságrendje megegyezik magával a napi IWV változás nagyságrendjével. Ehhez figyelembe kell tartani, hogy az adatkiválasztáshoz alkalmazott kritérium (derült területek) lényeges hatással van az eredményekre. Egy teljes évnyi (2005) 6 óránkénti ECMWF analízis adatot Budapestre vizsgálva csak nagyon csekély napi IWV menetet tapasztaltunk. Ha a 06+00 UTC-ről 12+00 UTC-re történő csökkenő és növekvő IWV értékű napokat szétválogattuk, közelítőleg ugyanannyi napra volt az IWV értéke nagyobb 12+00 UTC-kor 06+00 UTC-hez képest (180 darab), mint fordítva (185 darab), rendre 1,717 mm és 1,676 mm átlagos eltéréssel. A fenti eredmények alapján véleményünk szerint nem lehetséges a „legjobb” ECMWF mezőt megtalálni a műholdáthaladásokhoz. A MODIS IWV értékek korábbi verifikálási eredményeit figyelembe tartva teszünk kísérletet a következőkben a napon belüli IWV változékonyság becslésére MODIS adatok alapján.

⁹³ Local Solar Time



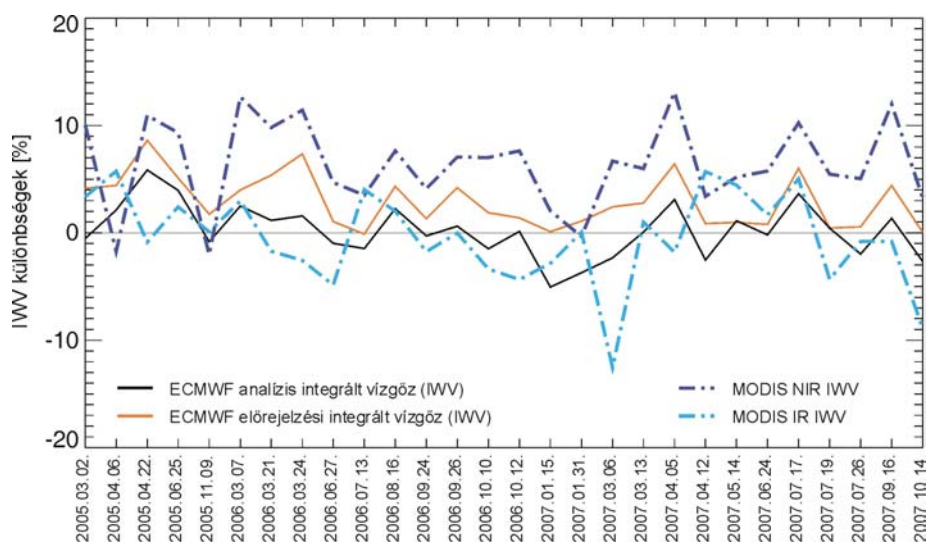
18. ábra

A rádiószonda alapú IWV és ECMWF IWV átlagos anomáliái a napi átlagos ECMWF analízis IWV értékeihez viszonyítva 00+00, 06+00, 12+00, és 18+00 UTC időpontokban, 124 derült napra 2005. február 10-e és 2007. október 17. között négy állomásra. (A hibaszávok az anomáliák szórását, a szürke oszlopok a háttérben pedig a Terra és Aqua áthaladásának lehetséges időintervallumát jelzik.)

3.1.2.2.3.5. A térben átlagolt integrált vízgőz változékonysága

Az IWV napon belüli változékonyságát MODIS adatok alapján is tanulmányozhatjuk, hiszen szerencsés esetben adott napon akár két jó megfigyelési szögű (alacsony szenzorzenitszögű) nappali méréshez is hozzájuthatunk a teljes ország térségére, nevezetesen a Terra és az Aqua műholdak egymást követő áthaladásaiból. Az IWV vizsgálataink alapját képező közel 2,5 évben (lásd a 3.1.2.2.3.2. alfejezetet) 28 ilyen páros áthaladású napon teljesült az is, hogy többnyire derült időjárás uralkodjon mindkét műhold áthaladásának idején. Ezekben a napokban így kettő-kettő különböző és független IWV mezőt tudtunk előállítani, melyek mérési ideje között kb. 105 perc különbség volt. A teljes, Magyarország térségére átlagolt derült területek IWV mezei közötti különbséget szemlélteti a 19. ábra, amely MODIS NIR és IR IWV illetve időben a Terra és Aqua áthaladásainak időpontjára interpolált ECMWF analízis és előrejelzési adatokon alapszik. A pontos összehasonlításhoz a szabálytalan rácsú MODIS és az ECMWF IWV értékeket

ugyanarra a szabályos $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ -os rácsra interpoláltuk át. Ennek a durva felbontású rácsméretnek a választása két okból történt: (1) egyrészt azért, mert a MODIS IR I WV eredetileg $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ -es horizontális felbontású; (2) másrészt pedig azért, mert nem szabad elfelejtenünk azt, hogy a MODIS szenzor soronkénti leképezésének a szélén torzult, nagyobb méretű területekről történik az egy képpontnyi sugárzási információgyűjtés, mely még a vizsgálatainkban felső küszöbértékként használt 50° -os zenitszög esetén is viszonylag jelentős lehet. Az így képzett adatok alapján (19. ábra) egyértelmű, növekedést jelentő különbség mutatkozik a két időpontra származtatott átlagos MODIS NIR I WV értékek között, különösen tavasszal.



19. ábra

Normalizált különbségek az Aqua/MODIS és a Terra/MODIS adatokból származtatott I WV értékek között és az ugyanarra az időközönkre meghatározott térben ECMWF I WV értékek között Magyarország térségére. A normalizálás a Terra/MODIS és az Aqua/MODIS I WV átlagértékeihez képest történt (külön IR és NIR I WV-re). A különbségek a napi átlag százalékában kerültek kifejezésre.

Az ECMWF analízis adatok esetén azonban ez a növekedés gyengébb, vagy akár ellentétes előjelű is lehet, mint az előrejelzési adatok esetén. A NIR I WV és az IR I WV különbségekre vonatkozó átlagos eltérések átlaga rendre $0,95$ ($6,43\%$) és $-0,04$ ($0,46\%$), mely $0,54$ és $-0,02 \text{ mm h}^{-1}$ növekedési rátának felel meg. Vagyis NIR I WV adatokból egyértelműen kimutatható, hogy az Aqua műhold áthaladásának időpontjában általában több a légkör vízgőz tartalma, mint bő 100 perccel korábban a Terra áthaladásának idejében. Ezt az eredményt a származtató algoritmusok pontosságának következményeként is tekinthetjük. Ezt igazolja a MODIS NIR I WV és az ECMWF előrejelzési adatok (illetve kisebb mértékben az analízis adatok) közötti kapcsolat a vizsgált 28 napon, hiszen a legtöbb esetben különbségértékeik együtt változnak, mely viszont nem igaz a MODIS IR I WV különbségeire. Az ECMWF adatok esetén az előrejelzési I WV különbségekre számított átlagos eltérések átlaga $0,366 \text{ mm}$ ($2,91\%$), míg analízis mezők esetén

0,043 mm (0,21%), melyek rendre 0,21 és 0,025 mm h⁻¹ növekedési rátának felelnek meg. A MODIS NIR és az ECMWF előrejelzési IWV értékekre számolt eredmények összhangban vannak a korábbi, 3.1.2.2.3.4. alfejezetben részletezettekkel, mint például Güldner és Spänkuch (1999) által meghatározott délelőttökre vonatkozó 0,2 mm h⁻¹ IWV növekedési ráta. Vizsgálatainkat kiterjesztettük ECMWF előrejelzési evapotranspirációs adatok felhasználásával is (részletekért lásd: Kern *et al.*, 2008c), hogy betekintést kapjunk az IWV felszíni hozzájárulásához. A belőlük meghatározott Terra-Aqua áthaladásainak időablakára vonatkozó átlagos növekedési ráta 0,25 mm h⁻¹ a teljes ország területére. Ha az ECMWF evapotranspirációs adatok megbízhatók, és a horizontális advekciónak kicsi (mely korábbi, itt nem részletezett számításaink alapján a vizsgált terület időjárású esetekben igaz volt), akkor úgy tűnik, a MODIS NIR IWV túlbecsli, az IR IWV pedig alulbecsli a valós IWV növekedési rátát. Eredményeink alapján így kevésbé javasolt a 6-óránként elérhető ECMWF analízis IWV mezők közötti időben interpolálással előállított mezők használata. A MODIS alapú IWV értékek pontosságának korlátain belül az IWV növekedését jobban becsli az ECMWF előrejelzési, mint az analízis mezők, habár az analízis mezők pontossága a nagyobb (ahogy az előrejelzési folyamat bizonytalansága miatt eleve várható).

3.1.2.2.4. Az integrált vízgőz származtatásának lehetősége AVHRR adatokból

A szárazföldre vonatkozó, felhőmentes AVHRR adatokból történő integrált vízgőzmező származtatására kidolgozott módszerek a szenzor 4-es és 5-ös termális csatornák méréseiből meghatározott fényességi hőmérsékletkülönbség és az integrált vízgőz kapcsolatán alapszanak (Sobrino *et al.*, 1994). Vizsgálatainkhoz két különböző eljárással állítottuk elő az integrált vízgőzmezőt (g cm⁻² egységben): Otlé és munkatársai (1997) illetve Barton és Prata (1999) által kidolgozott módszerrel. Egy korábbi tanulmányunkban (Kern *et al.*, 2006a) részletezett vizsgálatok alapján Otlé és munkatársainak módszere egyértelműen jobb eredményt adott a referenciának tekintett rádiószondás adatokhoz viszonyítva (RMSE: 4,39 mm, bias: -2,25 mm, R²: 0,81), mint Barton és Prata módszere (RMSE: 33,14 mm, bias: -29,27 mm, R²: 0,9). Azonban még az Otlé és munkatársainak módszerével származtatott vízgőzértékek is gyengébb kapcsolatban állnak a referenciaadatokkal, mint a MODIS szenzor méréseiből meghatározott integrált vízgőz értékek, ahogy azt az előző alfejezetekben láthattuk. Ez az eredmény nem meglepő, hiszen tekintve, hogy a 36 spektrális csatornájú MODIS előrehaladottabb, fejlettebb szenzor, mint a 6 csatornás AVHRR, ezért a származtatott meteorológiai produktumai is vitathatatlanul jobb minőségűek.

3.1.2.2.5. A MODIS integrált vízgőz mező előállítása AVHRR-rácsra

A MODIS adatokból származtatott, két különböző eljárás alapján alapuló és különböző felbontású, a felhőzet miatt hiányzó értékeket is tartalmazó IWV mezőket a 3.1.2.1.4.1. alfejezetben már bemutatott adaptív átrácsozással szabályos rácshoz folytonos mezővé képezzük le. Az $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ -es felbontású MODIS IR IWV esetén az alkalmazott rácshoz $0,125^\circ \times 0,125^\circ$, $1^\circ \times 1^\circ$ illetve $4^\circ \times 4^\circ$, míg az $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ -es felbontású MODIS NIR IWV esetén az ötödakkora $0,025^\circ \times 0,025^\circ$, $0,2^\circ \times 0,2^\circ$ illetve $0,8^\circ \times 0,8^\circ$ rácstávolságú szabályos rácshoz.

Majd az így előállított, már folytonos, szabályos rácshoz tárolt mezőt egy újabb újramintavételezéssel leképezzük az aktuális NOAA áthaladás szabálytalan rácsára. Azokon a napokon, amikor az AVHRR adatokhoz nem volt elérhető MODIS adat, a szükséges AVHRR-racshoz integrált vízgőzmezőt a publikusan elérhető $2,5 \times 2,5^\circ$ -os, 12 UTC-re vonatkozó napi felbontású, 1961-1990 közötti ERA40 adatokból képzett havi átlagos mezőkből állítottuk elő, biztosítva azt, hogy az eljárás független legyen a finom tér- és időbeli felbontású modelleredményektől, melyekhez való hozzáférés nem feltétlen biztosított minden (műholdvevő állomással is rendelkező) intézmény számára. Azokban az esetekben pedig, amikor adott napon egynél több Terra/Aqua áthaladásból származó MODIS IWV mező is elérhető volt, azok időpontjait figyelembe véve időbeli interpolálást végeztünk, ha az adott NOAA áthaladás időben a két MODIS áthaladás közé esett. Az adaptív átrácsozást kihagyva az ECMWF analízis és előrejelzési mezőket is leképeztük az összes, vizsgálatunk alapját képező AVHRR-racshoz, szintén időbeli interpolációt alkalmazva a 06+00, 12+00, 18+00 UTC-re vonatkozó analízis, illetve a 00+06, 00+09, 00+12, 00+15 UTC-re vonatkozó előrejelzési adatok megfelelő tagjai közé. A nagyfelbontású ECMWF modelleredményeket felhasználva a későbbiekben hosszabb időszakon keresztül is megvizsgálhatjuk a különböző integrált vízgőzforrások légköri korrekcióra gyakorolt hatását.

3.1.2.3. A vertikálisan integrált ózonmező

A légköri ózon gerjesztettségi állapotának megváltozásával történő sugárzáselnyelése többnyire az ultraibolya tartományban, míg vibrációs és rotációs állapotának megváltozásával történő sugárzáselnyelése az infravörös tartományban történik. Ebben a tartományban a három alapvető elnyelési sáv 9,066, 9,597 és 14,27 μm -en található, ahol a 9,597 μm -es erős elnyelési sáv a $\sim 8\text{-}12 \mu\text{m}$ közötti ún. légköri ablak legfőbb elnyelési sávja, megtörve a légköri ablak nagymértékű sugárzásáteresztését. Ennél fogva a vízgőz, a szén-dioxid és a metán után a troposzférikus ózon a legjelentősebb üvegházhatású gáz. A távérzékelte, infravörös elnyelésen alapuló ózonbecslés lehetőségét Prabhakara és munkatársai (1970) dolgozták ki.

Az ózonmérés legkorszerűbb műholdas eszköze az Aura (2004) fedélzetén elhelyezett OMI⁷⁵ szenzor (Levelt et al., 2006a, 2006b). A hiperspektrális szenzor által biztosított pontos integrált ózon adatok az 1978 óta majdnem folyamatos TOMS⁷⁶ globális ózon mérések (Bowman és Krueger, 1985; McPeters et al., 1996) folytatásának számítanak. E szenzorok a visszavert napsugárzás ultraibolya tartománya alapján becslik a vertikálisan integrált ózon mennyiségét. A vertikálisan integrált ózon mellett a 13 km \times 24 km-es horizontális felbontású OMI szenzor alkalmas ózonprofil, aeroszol optikai mélység, és számos nyomgáz (SO₂, NO₂, HCHO, BrO, OCIO), stb. származtatására is. OMI alapú teljes légoszlopra vonatkozó ózonbecsléseket Balis és munkatársai (2007) illetve McPeters és munkatársai (2008) Brewer spektrofotométerrel mért felszíni adatokkal, míg Kroon és munkatársai (2008) repülőgépes kampánymérésekkel verifikálták. Eredményül globális átlagban mindhárom munkacsoport 1%-nál is jobb egyezést kapott az ún. TOMS-eljárással (Bhartia és Wellemeyer, 2002) meghatározott integrált ózonértékekre (8 DU-s szórással ($\approx 2\text{-}3\%$ -os)), mely független a Nap zenitszögétől és a földrajzi szélességtől.

A vertikálisan integrált ózon becslése történhet MODIS adatok alapján is, melynek származtatását a MODIS adatok precíz légköri korrekciója miatti igény ösztönözte. A szenzor 30-as csatornája (9,58-9,88 μm) kifejezetten az integrált ózon meghatározásához lett létrehozva, és mivel nem a visszavert napsugárzást, hanem a földi hosszuhullámú sugárzást méri, ezért napszaktól függetlenül lehet a derült térségek feletti integrált ózon mennyiségére következtetni. Származtatása a becsült ózonprofil integrálása alapján történik szintetikus regressziós módszerrel, melyhez meteorológiai háttérmezőket is felhasználnak. Annak ellenére, hogy a MODIS nem egy vertikálisan szondázó szenzor, az adataiból meghatározott integrált ózonmező mégis jó minőségűnek mondható (Seemann et al., 2006). Kezdeti validálását a szintén műholdas TOMS mérésekkel végezték (Seeman et al., 2003), melyek alapján 10%-nál kisebb eltérést tapasztaltak. A származtatott ózon a „légköri profilok” elnevezésű mennyiségekhez hasonlóan (nadírban)

5 km × 5 km-es horizontális felbontású rácsra kerül előállításra, Dobson mértékegységben. A SMAC eljárásnak szükséges mértékegysége az atmcm, mely a Dobson ezerszerese (1 atmcm = 1000 DU).

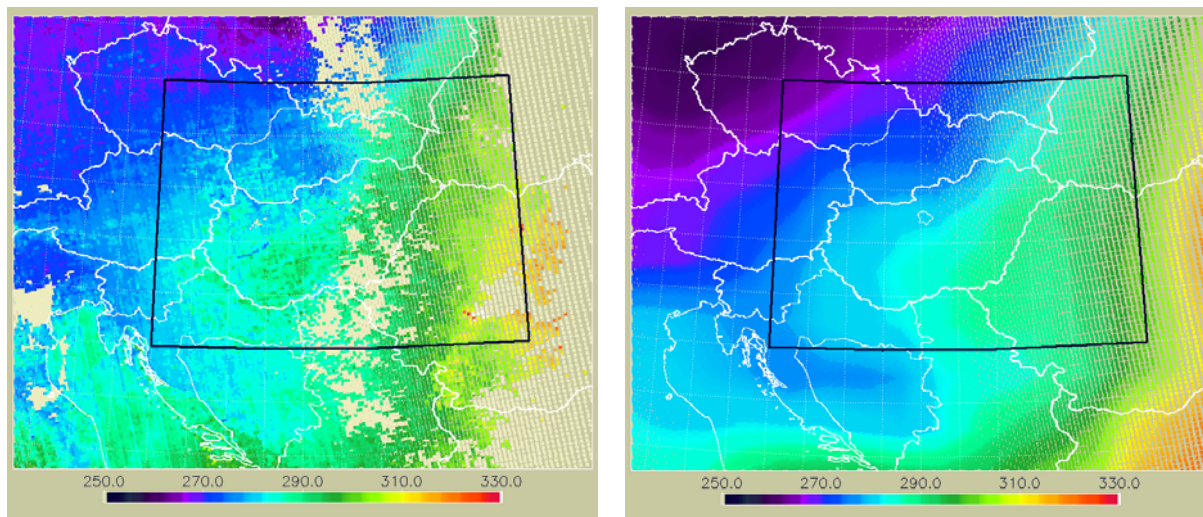
Az egységnyi alapterületű légoszlop vertikálisan összegzett ózontartalmának becslésére a NOAA műholdak SBUV³⁵/2 és ATOVS³⁸ szondázó szenzorai is alkalmasak. Bár az SBUV/2 szintén jó abszolút pontossággal becsli az ózon mennyiségét (*Abmad et al., 1994*), azonban a szenzor nem forgótükörös, hanem pusztán egy-egy nadírbeli mérést végez a hordozó műhold haladása közben. Ennek következtében a származtatott ózon meridionális felbontását az adott NOAA műholdak pályái közötti távolság jelenti, mely azonban vizsgálatainkhoz nem elegendő. Az AVHRR adatok légköri korrekciójához szükséges ózonmezőt akár az ATOVS/HIRS mérései alapján is megadhatnánk (*Kern et al., 2006b*). Az ún. IAPP⁹⁴ szoftvercsomaggal (*Li et al., 1998, 2000; Gelybó, 2006*) származtatható integrált ózon horizontális felbontása azonban lényegesen rosszabb (csupán ~80 km × 80 km-es), mint a MODIS adatokból meghatározott értékeké. Tekintve, hogy e két szenzor térbeli felbontása felett a tudomány már túlhaladt (a finomabb felbontású modern műszerek (pl. OMI) adatai pedig publikusan elérhetőek) ezért a továbbiakban ezzel a két NOAA-szenzorral, mint az ózonmező potenciális adatforrásaival, nem foglalkozunk. Így eredeti célunkat szem előtt tartva megalapozottan kísérlehetjük meg az AVHRR adatok légköri korrekciójához szükséges vertikálisan integrált ózonértékek MODIS alapú előállítását.

3.1.2.3.1. A származtatott MODIS integrált ózonértékek vizsgálata

Mivel a légköri korrekciós eljárásokra a vertikálisan integrált ózon kisebb hatással van a korábbiakban bemutatott aeroszol optikai mélység és a vertikálisan integrált vízgőz hatásánál (lásd a 3.1.1.2. alfejezet), ezért a felhasználásra kerülő MODIS ózonmezők pontosságának vizsgálatára a következőkben kisebb hangsúlyt fektetünk.

Az ELTE vevőállomás által vett MODIS adatokból származtatott vertikálisan integrált ózonmezőket az előző alfejezetben említett OMI szenzor 1° × 1°-os térben horizontális és időben napi felbontású ózon adataival vetettük össze. Erre mutatunk be egy példát a 20. ábrán, ahol a választott nap (2007. október 14.) Kárpát-medencét lefedő nappali Aqua áthaladásából származtatott MODIS, és az aznapra vonatkozó, az Aqua/MODIS rácsára interpolált OMI integrált ózonmezőt mutatjuk be. A MODIS adatok hiányzó értékeit a felhőzet okozza, melyeket leszámítva a két mező 45°-50°N és 15°-25°E (fekete kerettel jelölt) földrajzi területre leszűkített tartománya közötti átlagos eltérés 5,74 DU, az RMSE pedig 6,78 DU ($R^2=0,88$) a vizsgált napon.

⁹⁴ International ATOVS Processing Package



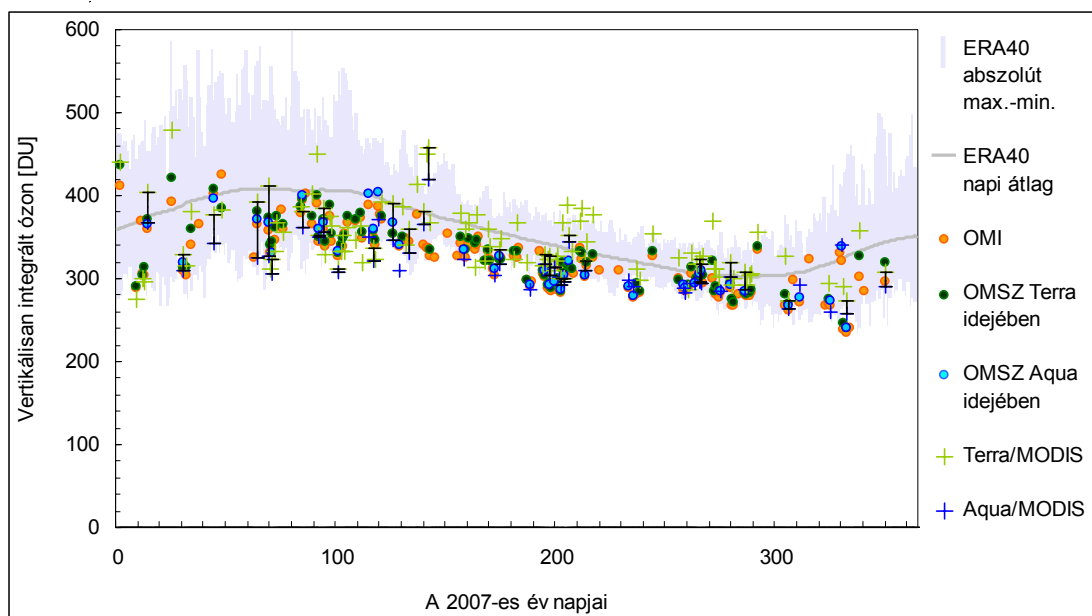
20. ábra

A vertikálisan integrált ózon mennyisége Dobson egységben MODIS illetve OMI adatok alapján 2007. október 14-én. Bal oldali kép: Aqua/MODIS, ~12:06 UTC, jobb oldali kép: OMI.

Figyelembe véve, hogy a MODIS szenzort nem kifejezetten az integrált ózon mennyiségének mérésére hozták létre, a kapott eredmény egyrészt elfogadhatónak tűnik és összhangban áll Seeman és munkatársainak eredményeivel (2003). Másrészt pedig felhívja a figyelmet arra is, hogy a használt $1^\circ \times 1^\circ$ -os horizontális és egyben napi felbontású ózon mező meglehetősen simított, ezáltal nem a legjobb eszköze az összehasonlításnak.

A 2007-re vonatkozó, különböző forrású ózonértékeket összehasonlítottuk egy kiválasztott földrajzi pont felszíni méréseiből származtatott integrált ózommennyiségekkel is, mint az ózonra vonatkozó legpontosabb mérésekkel (Borbás *et al.*, 2010). A választott földrajzi pont az Országos Meteorológiai Szolgálat Gilice-téri Observatóriumának felel meg Budapesten, mely állomáson mért, az összehasonlításhoz szükséges integrált ózonértékeket az OMSZ bocsátotta rendelkezésünkre. A vertikálisan integrált ózon meghatározása Brewer spektrofotométer méréseivel történt, mely mérőberendezés Budapesten elhelyezett példánya a világhálózat 152. tagja. A rendelkezésünkre bocsátott adatok a megfelelő Terra és Aqua műholdáthaladás időpontjára interpolált értékek a 15-25 percenkénti mérések alapján, melyek elsősorban direkt napsugárzásból, míg felhőzettel takart napkorong esetén zenitmérésekből származtatott értékek (Tóth Z., *személyes kommunikáció*). A 2007-es ózonadatokat éves összehasonlítását a 21. ábra szemlélteti, ahol valós idejű megfigyelések között feltüntettük az 1961-1990 közötti ERA40 adatokból számolt 30 éves napi átlagok 30 napos mozgóátlagával simított adatsorát is folytonos szürke vonallal, illetve a 30 éves referencia-időszak alatt előforduló abszolút maximum- és minimumértékek által közrezárt tartományt halványszürke oszlopokkal. A Terra és Aqua/MODIS illetve az Aura/OMI ózonértékek a hordozó műholdak áthaladásának megfelelő időpontokra vonatkoznak (tehát valamikor 9:25 és 10:10 UTC, 11:25 és 12:10 UTC valamint

11:35 és 12:20 UTC között), míg a budapesti felszíni mérések – ahogy korábban említettük – a Terra és Aqua áthaladásának időpontjára interpolált értékek. Azokon a napokon, amikor mind a Terra mind az Aqua is használható (a vizsgált térségben felhőtlen) MODIS mérést nyújtott számunkra, a két MODIS szenzor adataiból származtatott ózonértékek közötti különbséget vékony fekete vonallal jelöltük.



21. ábra

A vertikálisan integrált ózon értékének különböző forrásokból származó becslései a 2007-es év folyamán a 47,43°N és 19,18°E földrajzi koordinátára (Budapest, Gilice-tér). A Terra és Aqua MODIS (zöld illetve kék kereszt) illetve az OMI (narancssárga kör) ózonértékek műholdas adatok alapján becsült mennyiségek; a fekete és kék körrel jelölt felszíni megfigyelések az OMSZ Gilice-téri obszervatóriumában végzett műszeres mérések; a szürke folytonos vonal az ERA40 adatokból képzett 30 éves napi átlag 30 napos mozgóátlagával simított adatsor; míg a halványszürke oszlopok a 30 éves referencia-időszak alatt előforduló abszolút maximum- és minimumértékek által közrezárt tartomány.

A számszerű eredményeket a 6. Táblázat foglalja össze, mely a Terra/MODIS időpontjában 102 adatpárra, míg az Aqua/MODIS időpontjában 41 adatpárra vonatkozik. Ezen mutatók alapján egyértelműen jobb minőségűek az OMI ózonértékek, mint a MODIS adatokból meghatározottak. Észrevehető a különbség a napi bontású OMI ózonadatokat külön a Terra illetve az Aqua idejére vonatkozó felszíni megfigyelésekkel való összehasonlításakor is, mely szerint az Aqua idejére megadott felszíni mérésekkel erősebb a kapcsolat. Ennek oka feltehetőleg az, hogy az OMI szenzort hordozó Aura csupán 13 perccel lemaradva követi pályáján az Aqua műholdat, vagyis méréseik időben közel esnek egymáshoz. A MODIS integrált ózonértékeket a felszíni mérésekkel egybevetve az Aqua/MODIS határozottan jobb egyezést mutat az időben hozzátartozó felszíni értékekkel, mint a Terra/MODIS, ahol a negatív *bias* a verifikálásra használt felszíni megfigyelésekhez képesti felülbecslést, míg a pozitív *bias* alulbecslést jelent.

	RMSE [DU]	bias [DU]	R ²
A Terra idejére interpolált felszíni megfigyelések és az OMI adatok kapcsolata:	9,69	6,15	0,96
Az Aqua idejére interpolált felszíni megfigyelések és az OMI adatok kapcsolata:	7,55	-0,10	0,99
A Terra idejére interpolált felszíni megfigyelések és a Terra/MODIS adatok kapcsolata:	26,06	-16,77	0,69
Az Aqua idejére interpolált felszíni megfigyelések és az Aqua/MODIS adatok kapcsolata:	21,62	6,01	0,81

6. Táblázat

A 47,43°N és 19,18°E földrajzi koordinátára (Budapest, Gilice-tér) vonatkozó felszíni megfigyelések és a különböző műholdas vertikálisan integrált ózonértékek közötti kapcsolatok a 2007-es év folyamán, melyek a Terra idejében 102 adatpárra, míg az Aqua idejében 41 adatpárra vonatkoznak.

Külön megvizsgáltuk a Terra és az Aqua MODIS adatokból származtatott integrált ózommennyiségek kapcsolatát azokon a napokon, amikor mindkét műhold felhasználható adatot biztosított. Ezt a kapcsolatot elvileg azonban nemcsak a két szenzor különböző mérési pontatlanságai és a származtatásra alkalmazott modell napzenitszögre való érzékenysége határozzák meg, hanem az is, hogy a két műholdáthaladás között átlagosan 102-104 perc időkülönbség van, mely időtartam alatt az integrált ózon mennyisége akár 15 DU egységet is változhat (Tóth Z., *személyes kommunikáció*). A Terra és az Aqua/MODIS Budapestre eső értékeinek átlagos eltérése 22,21 DU, az RMSE pedig 28,67 DU ($R^2=0,83$), ahol a vizsgált napokon kivétel nélkül minden esetben a Terra MODIS magasabb ózon értékeket adott. Elvégeztük az összehasonlítást egy semleges alföldi földrajzi pontra (46,42°N, 19,2°E) is, melynek eredményeül közel azonos, vagyis minden esetben szisztematikusan magasabb integrált ózonértéket kaptunk a Terra/MODIS esetén. Ez az eredmény többek között a Terra/MODIS egyes közeli infravörös csatornáinak ún. kalibrációs problémájára vezethető vissza, mely remélhetőleg a közeljövőben korrigálásra kerül (Borbás É., *személyes kommunikáció*).

A dolgozat írásának idejében elkészült az integrált ózon származtatásának következő verziója is, mely a C006 (vagyis 6-ös szintű) verzióknak felel meg (Borbás et al., 2011). Mivel a korábbiakban már bemutatott, a MODIS produktumok származtatását végző teljes feldolgozó szoftvercsomag (az IMAPP) a dolgozat befejezésének időpontjáig még nem került frissítésre, ezért érdekességképpen csak az „új” ózonmezőket vizsgáltuk meg vele. Az eredményeink alapján az új, C6-os algoritmus számottevően jobb becslést ad a vertikálisan integrált ózonértékekre (Borbás et al., 2010), mely számszerű eredményeit a 7. Táblázat szemlélteti ugyanarra az adatbázisra meghatározva (a 2007-es év 143 darab, Budapestre derült áthaladást biztosító áthaladásai az OMSZ méréseivel összevetve). Az ózonproduktum eme bemutatott (különösképpen az Aqua/MODIS-ra vonatkozó) javulása a MODIS adatokból származtatott ózonértékek későbbi felhasználását támasztja alá.

	RMSE [DU]	bias [DU]	R ²
A Terra idejére interpolált felszíni megfigyelések és a Terra/MODIS adatok kapcsolata:	31,64	-26,49	0,76
Az Aqua idejére interpolált felszíni megfigyelések és az Aqua/MODIS adatok kapcsolata:	16,48	4,01	0,88

7. Táblázat

A 47,43°N és 19,18°E földrajzi koordinátára (Budapest, Gilice-tér) vonatkozó felszíni megfigyelések és a C6-os algoritmussal meghatározott MODIS vertikálisan integrált ózonértékek közötti kapcsolatok a 2007-es év folyamán, melyek a Terra idejében 102 adatpárra, míg az Aqua idejében 41 adatpárra vonatkoznak.

Az eredmények értelmezéséhez megemlítjük, hogy a felhasznált $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ -os horizontális felbontású ERA40 integrált ózonmennyiség 30 évre vonatkozó (1961-1990) adatai alapján az éves átlagos ózon menet 408 és 302 DU között változik Budapesten (ahol az abszolút szélsőértékek 233 és 600 DU). Továbbá a felszíni mérésekhez viszonyított átlagos eltérések mellett a maximális eltérések a vizsgált időszakban -72,5 és 36,9 DU közötti a Terra, illetve -23,5 és 53,3 DU közötti volt az Aqua/MODIS esetén.

3.1.2.3.2. A vertikálisan integrált ózonmező előállítás AVHRR-rácsra

A MODIS adatokból származtatott integrált ózonmezőket a MODIS aeroszol optikai mélység és integrált vízgőz mezők esetében is alkalmazott adaptív átrácsozással szabályos rácsra (az alkalmazott rácsok a $0,125^\circ \times 0,125^\circ$, $1^\circ \times 1^\circ$ illetve $4^\circ \times 4^\circ$ felbontású rácsok), majd az aktuális NOAA/AVHRR rács szabálytalan mezejére képezzük le.

Azokon a napokon, amikor az AVHRR adatokhoz nem volt elérhető MODIS adat, a szükséges AVHRR-rácsú integrált ózonmezőt a publikusan elérhető $2,5 \times 2,5^\circ$ -os, 12 UTC-re vonatkozó napi felbontású 1961-1990 közötti ERA40 adatokból képzett havi átlagos vertikálisan integrált ózon mezőkből állítottuk elő. Azokban az esetekben pedig, amikor adott napon egynél több Terra/Aqua áthaladásból származó MODIS-mező is elérhető volt, azok időpontjait figyelembe véve időbeli interpolálást végeztünk, ha az adott NOAA áthaladás időben a két MODIS áthaladás közé esett.

Az adaptív átrácsozást kihagyva a publikusan elérhető $1^\circ \times 1^\circ$ -os térben horizontális és időben napi felbontású OMI adatokat is leképeztük az összes, vizsgálatunk alapját képező AVHRR-rácsra, hogy a későbbiekben hosszabb időszoron keresztül is megvizsgálhassuk a különböző integrált ózonforrások légköri korrekcióra gyakorolt hatását.

3.1.2.4. A felszíni légnyomásmező

A 3.1.1.2. alfejezetben részletezett érzékenységi analízis során megmutattuk, hogy a felszíni légnyomás hatása a korrigált felszíni reflektancia értékére elenyészően kis mértékű. Ezért a valós, pontos értékének megadására tulajdonképpen nincs is szükség, az adott intervallumon belüli bizonytalanságának szerepe gyakorlatilag elhanyagolható. Ennél fogva értékét akár konstansnak is feltételezhetnénk. Tekintve azonban, hogy a MODIS adatokból származtatható légköri produktumok között megtalálható a felszíni légnyomás is (lásd a 2.3.5. alfejezetet), így a konzisztencia kedvéért a SMAC légköri korrekciós eljárás többi, bemenő meteorológiai adataihoz hasonlóan a felszíni légnyomást is MODIS produktumok alapján adjuk meg. Fontos azonban megjegyeznünk, hogy nem tiszta MODIS produktumról van szó, hanem a többi meteorológiai produktum származtatásához felhasznált GDAS analízismező, mint kiegészítő adat aktuális MODIS rácsra interpolált verziójáról. A többi, „légköri profilok” elnevezésű mennyiségekhez hasonlóan a felszíni légnyomás ugyanazon a (nadírban) 5 km × 5 km-es horizontális felbontású rácson érhető el hPa mértékegységben.

3.1.2.4.1. A felszíni légnyomásmező előállítása AVHRR-rácsra

A MODIS adatokból előállított felszíni légnyomásmezőket a többi MODIS produktum esetében is alkalmazott adaptív átrácsozással szabályos rácásra (ahol az alkalmazott rácscok a $0,125^\circ \times 0,125^\circ$, $1^\circ \times 1^\circ$ illetve $4^\circ \times 4^\circ$ felbontású rácscok), majd az aktuális NOAA/AVHRR rács szabálytalan mezejére képezzük le.

Azokon a napokon, amikor az AVHRR adatokhoz nem volt elérhető MODIS adat, a szükséges AVHRR-rácsú felszíni légnyomásmezőt a publikusan elérhető $1,5 \times 1,5^\circ$ -os, 12 UTC-re vonatkozó napi felbontású 2000-2009 közötti ERA Interim adatokból képzett havi átlagos felszíni légnyomás mezőkből állítottuk elő. Azokban az esetekben pedig, amikor adott napon egynél több Terra/Aqua áthaladásból származó MODIS-mező is elérhető volt, azok időpontjait figyelembe véve időbeli interpolálást végeztünk, ha az adott NOAA áthaladás időben a két MODIS áthaladás közé esett.

3.2. A felszíni reflektanciaérték irányfüggőségének csökkentése

A légkörön áthaladó és az űrbázisú szenzort elérő sugárzás erőssége a 3.1. alfejezetben a korábbiakban ismertetett légköri hatásokon túl további módosító tényezőktől is függ. Mivel a felszín se nem tökéletes tükör, se nem tökéletes diffúz visszaverő (ún. Lamberti felület), ezért a felszín típusával (és annak fizikai állapotával) szorosan összefonódva a megfigyelés és megvilágítottság együttes geometriája is befolyásolja a felszínről érkező sugárzás értékét. Ennek kifejezésére az ún. BRDF⁹⁵-függvényt („kétirányú reflektancia eloszlás-függvény”) szokták megadni, mely segítségével a származtatott felszíni reflektancia értéke a Nap és a műhold helyzetétől elméletileg függetleníthető (*Walthall et al., 1985; Roujean et al., 1992; Wu et al., 1995; Li et al., 1996; Wanner et al., 1997; Lucht és Roujean, 2000; Latifovic et al., 2003*). A geometriai jellemzők között a domborzat okozta módosító hatásokat (árnyékok, környező területekről eredő sugárzás, a lejtők kitettsége) is figyelembe lehet venni, melyek hatása azonban kisebb (*Schaaf et al., 1994; Burgess et al., 1995*). Fontos alkalmazási területe a létrehozott BRDF-modelleknek a felszíni albedó meghatározása is, melyre a BRDF-modell teljes felső légterre vonatkozó kiintegrálásával kerül sor (*Cabot és Dedieu, 1997; Wanner et al., 1997; Lucht és Roujean, 2000*).

Az AVHRR szenzor méréseit szintén befolyásolja a megfigyelési és megvilágítási geometriai változékonysága, melyet a következők okoznak: (1) a hordozó műholdak pályájának ciklusossága (-69° és $+69^\circ$ között váltakozó műholdzenitszöget eredményezve); (2) a napmagasság szezonális változásai (a Kárpát-medence térségére $0-74^\circ$ -os a napzenitszög-tartomány); és (3) a műholdak pályaeltolódása (*Price, 1991; Kaufmann et al., 2000*). Ennek következtében az AVHRR szenzor 1-es és 2-es csatornája által mért reflektanciák esetén fennálló erős irányfüggőség átlagosan 30 százalékos változékonyságot eredményez, de extrém geometriai helyzetek mellett a 2-es csatornában mért reflektancia akár 2-4-szerese is lehet a valós reflektanciának (*Li et al., 1996*). Az AVHRR adatok irányfüggőségének csökkentésére számos eljárás született (*Rahman et al., 1993; Leroy és Roujean, 1994; Wu et al., 1995; Chopping, 2000; Shepherd és Dymond, 2000; Csizsár et al., 2001; Bognár, 2003*), melyek a sugárzás irány szerinti eloszlásának leírásán alapszanak. Bizonyos származtatott mennyiségek (ilyen például az NDVI is) kevésbé függenek a mérés geometriai tulajdonságaitól, mint a látható és a közeli infravörös csatorna reflektanciái (*Kimes et al., 1984; Holben et al., 1986; Ciblar et al., 1994a, Li et al., 1996*), ezért egyszerűsítésként sok esetben élnek azzal, hogy alacsony nap- és szenzor-zenitszög esetén a felszín Lamberti, azaz tökéletes diffúz visszaverőnek tekinthető (*Putsay és Csizsár, 1997*). A pontos származtatott mennyiségek érdekében azonban javasolt valamilyen BRDF-modell alkalmazása (*Gutman, 1987; Roujean et al., 1992*). Ezt a célt kitűzve kísérreljük meg munkánkban mi is az

⁹⁵ Bidirectional Reflectance Distribution Function

AVHRR adatokból származtatott reflektanciák irányfüggőségének minimalizálását, melyet a következőkben mutatunk be.

A BRDF definíció szerint az adott felületre adott szögből párhuzamosan érkező sugárnyalábok egy másik irányba történő szóródását írja le (Nicodemus, 1965; Nicodemus et al., 1977), mely így infinitezimális mennyiségek (szögek) hányadosa. Az elnevezést azonban tévesen átvéve ma már általánosságban is használják az adott felületre érkező sugárzás visszaverődésének leírására (Schaeppman-Strub et al., 2006). Ez utóbbi folyamatok jellemzésére azért nem teljesen helyénvaló a BRDF elnevezés használata, mert egyrészt a természetes besugárzás egyaránt áll direkt és (a légkör és a környező területek által) szórt sugárzásból, mely a felső térfél minden irányából érkezik valamekkora mértékben. Másrészt a szenzorok adott mérésére vonatkozó látószöge (IFOV⁹⁶) sem felel meg az infinitezimális térszögnek. A szigorú terminológia értelmében a távérzékelés mérései tehát hemiszférikus-kúp konfigurációnak felelnek meg, vagyis adott felszíni pontra a tér minden irányából érkezik a sugárzás, melynek visszaverődéséből egy adott (de nem infinitezimális) térszögbe esőt mér az űrbázisú szenzor.

A BRDF-függvényeket az alábbiak szerint csoportosíthatjuk: empirikus, fizikai, és fél-empirikus algoritmusok. Az empirikus függvények a tér minden térszögéből történő mérésen alapszanak, melyre értelemszerűen a távérzékelés esetén nincs mód. A fizikai modellek a sugárzás szórásának fizikai leírásán alapszanak, melyek bonyolultságuk miatt csak korlátozottan használhatók. A kettő ötvözéséből születtek a távérzékelésben népszerűvé vált fél-empirikus modellek, melyek az alapvető függvények (ún. *kernel*-ek, továbbiakban magfüggvények) lineáris kombinációján alapszanak (Roujean et al., 1992; Wanner et al., 1997). Bár a modell (bizonyos megfigyelési szögmintákra vonatkozó) hatékonyságát növeli, ha a magfüggvények ortogonálisak, azonban ezen megszorítás miatt a létrehozott modell nem minden esetben működik. Ennek ellenére a magfüggvény-alapú modellek számos, az empirikus és a fizikai modelleken is túlmutató előnnyel bírnak, melyek közül a legfontosabb, hogy létrehozhatók anélkül, hogy méréseket végeznénk a teljes megfigyelési tartományban.

Munkánkhoz Wu és munkatársai (1995) által kidolgozott fél-empirikus modellt alkalmaztuk, mely két magfüggvényen alapszik (Roujean et al., 1992):

$$\rho_j(\theta_s, \theta_v, \phi) = K_0 + K_1 f_1(\theta_s, \theta_v, \phi) + K_2 f_2(\theta_s, \theta_v, \phi), \quad (32)$$

ahol ρ_j az adott j csatorna reflektanciája, θ_s és θ_v a Nap illetve a megfigyelés zenitszöge, ϕ a Nap és a megfigyelési szögek relatív azimutszöge, f_1 és f_2 az előbbi három szögtől függő két magfüggvény, K_0 a kétirányú reflektanciára vonatkozó együttható $\theta_s = \theta_v = 0$ esetben, míg K_1 és K_2

⁹⁶ Instantaneous Field Of View

pedig az f_1 és f_2 függvények relatív hozzájárulását jelölő empirikusan meghatározott együtthatók. Az f_1 és f_2 magfüggvények alakja:

$$f_1(\theta_s, \theta_v, \phi) = \frac{1}{2\pi} [(\pi - \phi)\cos\phi + \sin\phi] \tan\theta_s \tan\theta_v - \frac{1}{\pi} \left(\tan\theta_s + \tan\theta_v + \sqrt{\tan^2\theta_s + \tan^2\theta_v - 2\tan\theta_s \tan\theta_v \cos\phi} \right), \quad (33)$$

$$f_2(\theta_s, \theta_v, \phi) = \frac{4}{3\pi(\cos\theta_s + \cos\theta_v)} \left[\left(\frac{\pi}{2} - \xi \right) \cos\xi + \sin\xi \right] - \frac{1}{3}, \quad (34)$$

ahol ξ a mérés geometriáját leíró szögekből előálló mennyiség:

$$\xi = \arccos(\cos\theta_s \cos\theta_v + \sin\theta_s \sin\theta_v \cos\phi). \quad (35)$$

Míg f_1 a felszíni diffúz visszaverődés kétirányú függőségét és a vegetáció árnyékoló hatását, addig f_2 a rendezetlenül elhelyezkedő csupasz talaj és a vegetáció elemek szórásából eredő hozzájárulását írja le. Bár ezen magfüggvények eredetileg a felszíni BRDF leírásához lettek létrehozva, azonban ugyanúgy érvényesek a (a légkör túlnyomó részét maga alatt hagyó) műholdas szenzor által mért reflektancia leírásához (Wu *et al.*, 1995), ahol a légköri hozzájárulás az f_2 magfüggvényen keresztül szerepel. Így az alkalmazott BRDF-modell alakja a következő (mely az (32) egyenlet K_0 -lal osztva):

$$\Omega_j(\theta_s, \theta_v, \phi) = 1 + a_{1j}f_1(\theta_s, \theta_v, \phi) + a_{2j}f_2(\theta_s, \theta_v, \phi), \quad (36)$$

ahol $a_{1j} = K_1/K_0$ és $a_{2j} = K_2/K_0$ NDVI-től függő együtthatók. Ezen együtthatókat Wu és munkatársai (1995) az Egyesült Államok és Kanada egyes területei alapján határozták meg. Mivel célterületeik a 37° és 52°-os szélességi körök között helyezkedtek el, ezért joggal feltételezhető, hogy a Wu és munkatársai (1995) által közölt eredmények a Kárpát-medence térségére is alkalmazhatók. Az együtthatók pontos, NDVI-től függő értékét a 8. Táblázat mutatja be.

Felszínborítottság	AVHRR/1-es csatorna		AVHRR/2-es csatorna	
	a_{11}	a_{21}	a_{12}	a_{22}
Csupasz talaj:	0,21	1,629	0,212	1,512
Mezőgazdasági terület:	0	$3,622 \cdot \text{NDVI}^{0,539}$	0	$1,62 \cdot \text{NDVI}^{0,109}$
Erdő:	0	$3,347 \cdot \text{NDVI}^{0,153}$	0	$1,83 \cdot \text{NDVI}^{-0,105}$
Gyep:	$1,335e^{-11,39 \cdot \text{NDVI}}$	$-0,493 + 14,94 \cdot \text{NDVI} - 18,32 \cdot \text{NDVI}^2$	$7,745e^{-22,8 \cdot \text{NDVI}}$	$-0,25 + 13,88 \cdot \text{NDVI} - 20,43 \cdot \text{NDVI}^2$

8. Táblázat

Wu és munkatársai (1995) által AVHRR adatokra kidolgozott fél-empirikus BRDF-modell együtthatói.

Az együtthatók előállításához szükséges NDVI értékeket nem iteráltuk a BRDF-modell használata során, vagyis a műhold által mért reflektanciát használva (a légköri korrekció alkalmazása előtt) származtattuk az NDVI értéket, és azt használtuk az a_{1j} és a_{2j} együtthatók származtatására. Ezek alapján normálhatjuk az adott $\rho_j(\theta_s, \theta_v, \phi)$ mért reflektanciákat bármilyen közös geometriai helyzetre vonatkozóan, például 45°-os napzenitszögű nadír megfigyeléshez:

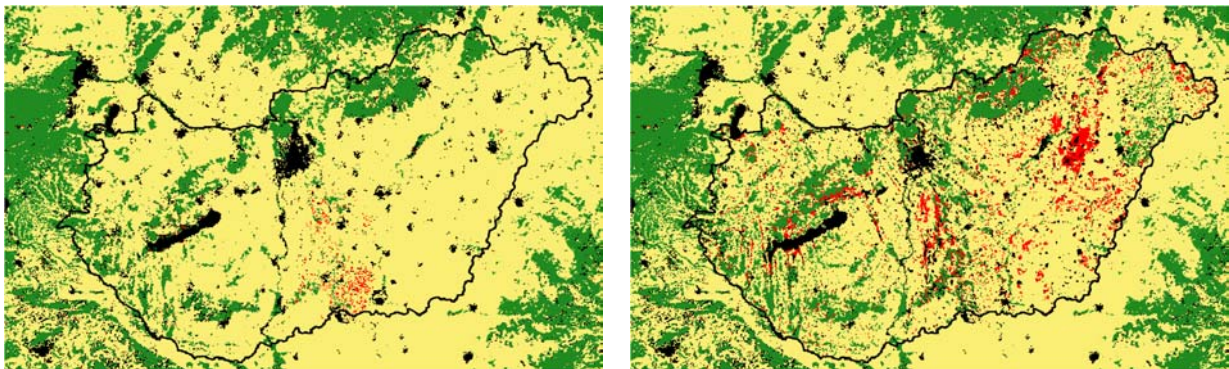
$$\rho_j(45^\circ_s, 0^\circ, \phi) = \frac{\Omega_j(45^\circ_s, 0^\circ, \phi)}{\Omega_j(\theta_s, \theta_v, \phi)} \rho_j(\theta_s, \theta_v, \phi), \quad (37)$$

ahol $\rho_j(45^\circ, 0^\circ, \phi)$ a BRDF-modellre nézve korrigált, azonos geometriára normált reflektancia. Természetesen más geometriai helyzetre is el lehet végezni a normálást, azonban az előbb említett a leggyakoribb, hiszen egyrészt nadírmegfigyelések esetén legkisebb a légkör zavaró hatása, másrészt a 45°-os napzenitszög a lehetséges napállások átlagos értéke.

A fent részletezett BRDF-modell megfelelő alkalmazásához tehát mindenképpen szükséges egy olyan felszínborítottsági adatbázis használata, mely rendelkezik a 8. Táblázatban bemutatott kategóriákkal. Az AHVRR adatok térbeli felbontása miatt kézenfekvőnek tűnik az 1 km × 1 km felbontású ún. MODIS felszínborítottsági adatbázis (Friedl et al., 2002) használata, hiszen egy finomabb felbontású adatbázis minden egyes AVHRR képpont esetén döntésre kényszerítene minket, hogy az adott területre eső különböző felszín típusok közül mit választunk. Azonban mivel az alkalmazott BRDF-modellhez szükséges négy felszín típus (lásd 8. Táblázat) közül a gyepek sugárzástani nehézségek miatt sok esetben hibásan kerültek kategorizálásra a MODIS felszínborítottsági adatbázisában (Jung et al., 2006), ezért annak feljavítására feltétlenül szükség van. Ehhez a 100 m × 100 m felbontású ún. CLC⁹⁷ 2000 felszínborítottsági adatbázist (Büttner et al., 2002) használtuk. Segítségével minden Magyarországra eső MODIS rácús 1 km × 1 km területre meghatároztuk a domináns CLC 2000 felszín típusot az adott területre eső 100 m × 100 m-es felbontású adatokból. Eredményképpen egy, a gyepek szempontjából feljavított, a kategóriák száma alapján pedig leegyszerűsített MODIS rácús (tehát 1 km × 1 km felbontású) felszínborítottsági adatbázist állítottunk elő. Az eredeti MODIS felszínborítottsági adatbázis alapján készített Magyarországot lefedő, négykategóriás térképet (mezőgazdasági terület, erdő, gyepek, és minden egyéb egyként), és annak a CLC 2000 adatbázissal feljavított változatát a 22. ábrán mutatjuk be. A problémát okozó gyepek kategóriát piros színnel jelöltük, mely által okozott különbség a két képen szembevetve. Szintén különbséget lehet észrevenni az erdők mennyiségére, elhelyezkedésére vonatkozóan is, mely így még inkább indokolttá teszi az új, feljavított felszínborítottsági adatbázis használatát. Az így létrehozott új felszínborítottsági

⁹⁷ Corine Land Cover

kategorizálással azonban még nem oldódott meg a feladat. Mivel az AVHRR mérések célterületeinek mérete a nadírtól való szögtartomány függvényében torzulva nő (1,09 km átmérőjű körből nagyobb (maximálisan kb. 6,6 km × 2,4 km) tengelyű ellipszis lesz), ennek következtében a nagyobb műholdzenitszögű AVHRR mérések területére már több felszín-típus is esni fog, melyek közül szükséges a domináns kiválasztása. Ennek megfelelően az előállított szabályos rácsú feljavított felszínborítottsági adatbázist átmintavételeztük minden egyes NOAA áthaladásból készített AVHRR kivágat saját rácsára. Érdekesképpén megemlítjük, hogy eme eljárás az algoritmus jellegéből fakadóan több nagyságrenddel hosszabb futási időt igényel, mint munkánk során bármilyen egyéb AVHRR vagy MODIS adatokra vonatkozó feldolgozás.



22. ábra

Az eredeti, négy kategóriára leszűkített MODIS felszínborítottsági adatbázis (bal oldali kép), és annak a CLC 2000 adatbázissal feljavított változata (jobb oldali kép), ahol a zöld szín az erdőket, sárga a mezőgazdasági területeket, piros a gyepet, míg fekete a MODIS adatbázis maradék kategóriáit jelöli.

A fentiek alapján adaptált BRDF modellt a légkörileg már korrigált, felszínre vonatkozó reflektanciaértékeken végezzük el, hiszen első lépésként mindig a légkör hatásának leválasztására van szükség (Latifovic et al., 2005). Ennek segítségével azonos megvilágítási és megfigyelési geometriai helyzetre normálhatjuk a származtatott felszíni reflektanciaértékeinket, kiküszöbölve (egész pontosan csökkentve) a reflektancia értékének különböző geometriai helyzetekből eredő módosulásait.

4. A származtatott vegetációs indexek vizsgálata

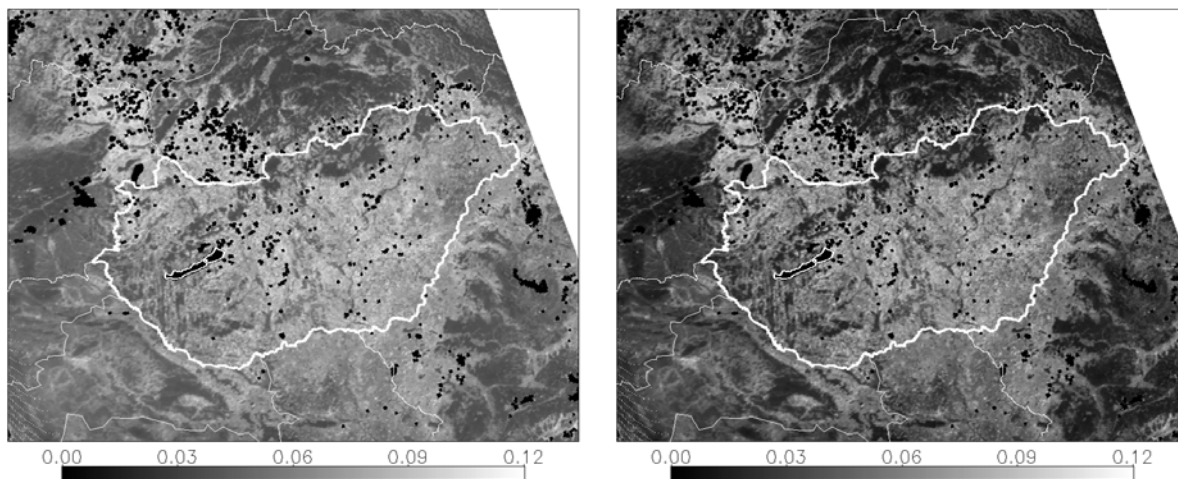
Az előző fejezetben a vegetációs indexek származtatásához szükséges két alapvető eljárást mutattuk be: a légköri korrekciót és a felszíni reflektanciaérték irányfüggőségének csökkentését. Segítségükkel a légkör, és a mérést leíró geometriai viszonyok módosító hatása a felszíni reflektanciaértéken minimalizálható az eljárások lehetőségei (illetve korlátai) által meghatározott szintekig. Jelen fejezetben az így előállított reflektanciákból származtatott NDVI értékeket, azok vizsgálatát, verifikációját, és az ezekhez fűződő eredményeket fogjuk bemutatni, kitérve a különböző bizonytalanságokra, mint hibaforrásokra, és a hozzájuk kapcsolódó problémákra.

4.1. Az alkalmazott légköri és irányfüggőségi korrekció eredményeinek bemutatása

Az adaptált eljárásokkal a 2007-es év AVHRR adataiból határoztunk meg NDVI értékeket Magyarország térségére. A kiválasztott év során többé-kevésbé folyamatosan üzemelt az ELTE vevőállomás, csupán augusztus végétől szeptember 24-ig volt egy 3-4 hetes leállás, mely adatkiesést jelentett. Vizsgálatainkhoz így összesen 153 darab (a NOAA-16,-17,-18 műholdakra rendre 38, 75 és 40 darab) áthaladást választottunk ki a felhőborítottság alapján, mely az év során 110 napra biztosít NOAA/AVHRR adatot (nem egyenletes időbeli lefedettséggel). Tekintve, hogy eredeti célunknak megfelelően a légköri korrekciót MODIS adatok felhasználásával végeztük el, ezért fontos megjegyezni, hogy a 110 napból összesen 102 napra (vagyis a napok 93%-ára) állt MODIS adat a rendelkezésünkre. A légköri korrekciót és az irányfüggőségi normálást csak a hóval nem borított, derült, szárazföldi területekre végeztük el, így a továbbiakban csak ezen felszínelemekről beszélünk. Ez a megkülönböztetés az ún. felhőmaszkra épül, mely így magába foglalja a nyílt vízfelszínnek és hóval borított felszínnek azonosított képpontokat is. Az előállt maszkokat a felhők széle miatti töredezettség és a felszínre vetült árnyékok részbeni figyelembevételként minden irányban egy-egy képponttal eltoltuk.

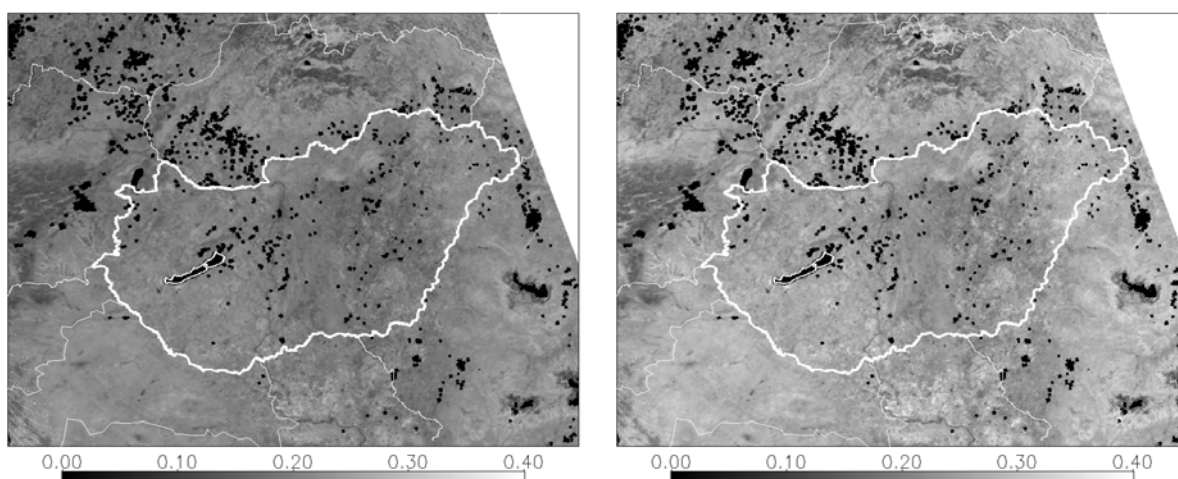
4.1.1. Az eredmények bemutatása I: térbeli vizsgálatok

Elsőként egy kiválasztott műholdáthaladás Magyarországot lefedő térségére alkalmazott légköri korrekció és irányfüggőségi normálás hatását mutatjuk be példaként az eljárások szemléltetésére. Ehhez egy nyári, többnyire felhőmentes áthaladást választottunk. A NOAA-18-as műhold július 17-ei (~11:10 UTC) áthaladásának az AVHRR 1-es és 2-es csatornája által mért reflektanciáinak kivágatait a 23. és 24. ábrák bal oldalain, a belőlük származtatott NDVI mezőt a 25. ábra bal oldalán, míg a légköri korrekcióhoz szükséges, MODIS adatokból adaptív átrácsozással meghatározott meteorológiai adatmezőket a 26. ábrán láthatjuk.



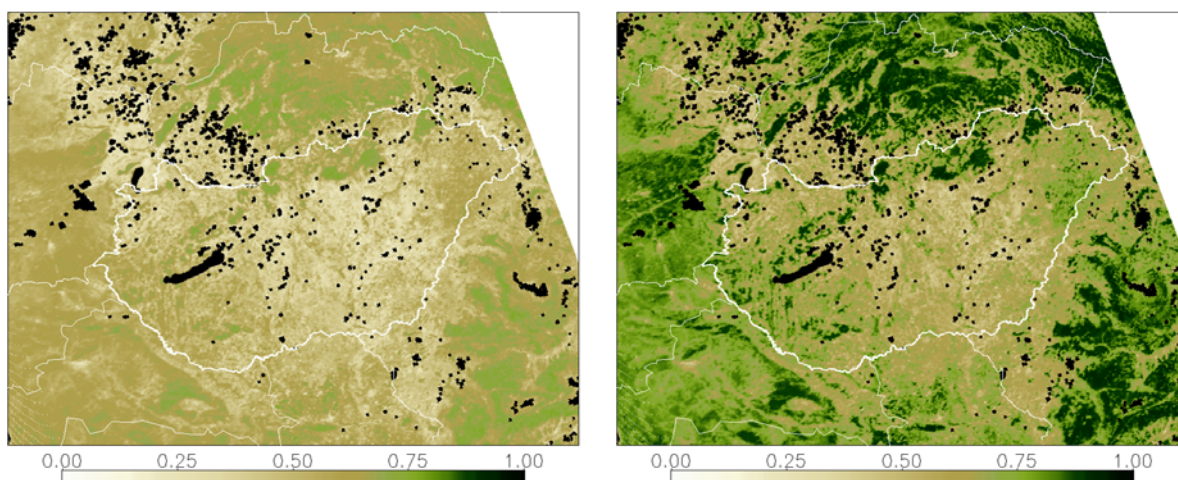
23. ábra

A NOAA-18/AVHRR szenzor 1-es (látható) csatornájának képe 2007. július 17-én (~11:10 UTC) légköri és irányfüggőségi korrekció előtt (bal oldali kép) és a korrekciók után (jobb oldali kép).



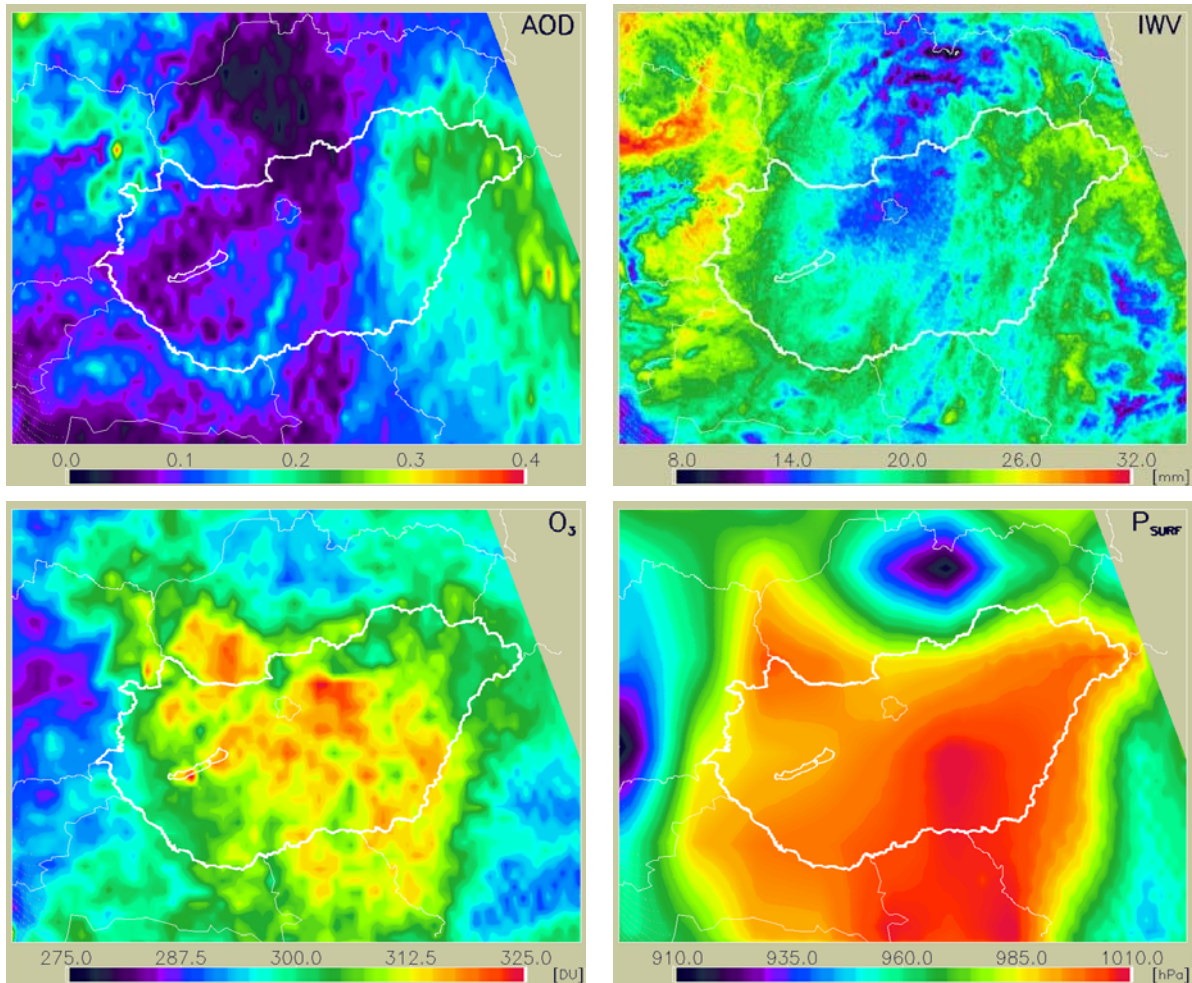
24. ábra

A NOAA-18/AVHRR szenzor 2-es (közel infravörös) csatornájának képe 2007. július 17-én (~11:10 UTC) légköri és irányfüggőségi korrekció előtt (bal oldali kép) és a korrekciók után (jobb oldali kép).



25. ábra

A NOAA-18/AVHRR szenzor adataiból meghatározott NDVI mező 2007. július 17-én (~11:10 UTC) légköri és irányfüggőségi korrekció előtt (bal oldali kép) és a korrekciók után (jobb oldali kép).

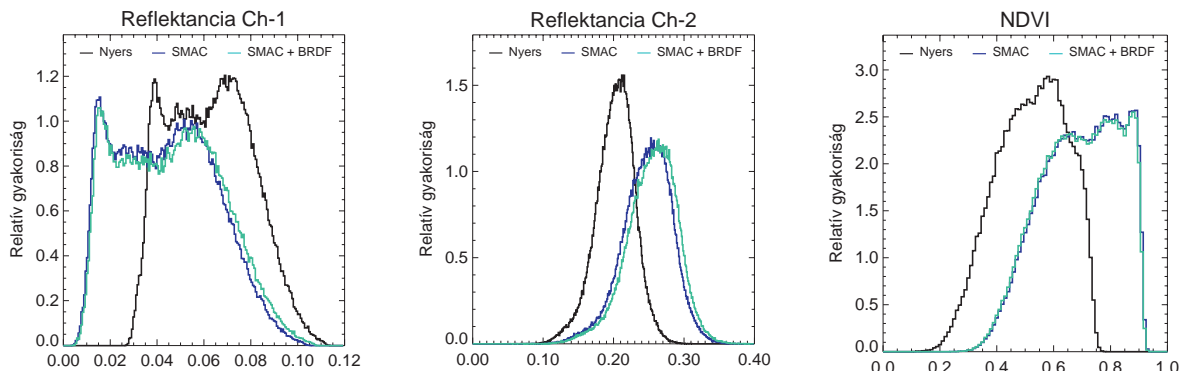


26. ábra

A NOAA-18/AVHRR szenzor 2007. július 17-ei (~11:10 UTC) rácsára interpolált MODIS meteorológiai mezők: aeroszol optikai mélység (AOD) $0,55 \mu\text{m}$ -en (bal fenn), vertikálisan integrált vízgőz mm-ben (jobb fenn), vertikálisan integrált ózon DU-ben (bal lenn), és felszíni légnyomás hPa-ban (jobb lenn).

MODIS adatok alapján két különböző vertikálisan integrált vízgőz származtatására van lehetőség (NIR és IR adatokból meghatározott mennyiségekre), melyek közül első lépésben finomabb térbeli felbontása miatt a NIR IWV-t választottuk. A szükséges meteorológiai mezőket természetesen mindig az adott áthaladás rácsára állítjuk elő, azonban látszólagos felbontásukat meghatározza az, hogy milyen felbontású volt a kiindulási adatmező. A légköri korrekció és az irányfüggőségi normálás alkalmazása után kapott, a felszínre vonatkozó reflektanciaértékeket a 23. és 24. ábrák jobb oldalán mutatjuk be, külön az 1-es és a 2-es csatornára. Az eljárások NDVI mezőre gyakorolt szembetűnő hatását pedig a 25. ábrán figyelhetjük meg. A reflektancia- és az NDVI mezőkön a felhősnek (és nyílt vízfelületnek) ítélt képpontokat feketével jelöltük. Az eredmények között nem tüntetjük fel a pusztán légköri korrekcióval (irányfüggőségi normálás nélkül) kapott mezőket, ugyanis a vizsgált áthaladás fenti kivágatának esetében a BRDF figyelembevétele a légköri korrekció hatásához képest csak csekély mértékben módosítja a légköri

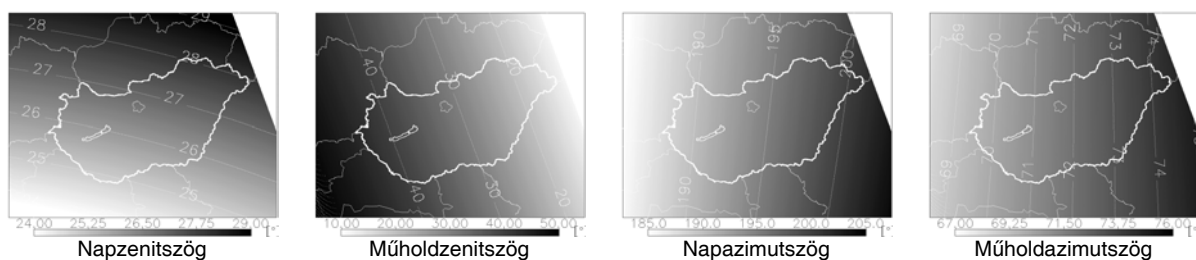
korrekción már átesett reflektanciák értékét. Ennek szemléltetésére az adatok relatív gyakoriságát bemutató hisztogramokat használtunk (lásd 27. ábra), ahol a légköri korrekció illetve a BRDF (mint két különböző fizikai jelenség leírására készített modell) hatását láthatjuk külön az 1-es, a 2-es csatornára és a származtatott NDVI értékekre a nyers adatokhoz képest. Jelen áthaladás Magyarországot lefedő kivágata esetében a BRDF-modell alkalmazása átlagosan -0,58, maximálisan 0,74, míg minimálisan -1,28%-kal változtatta meg a légköri korrekción már átesett reflektanciákból származtatott NDVI értékeket.



27. ábra

A NOAA-18/AVHRR szenzor 1-es és 2-es csatornájában mért reflektanciák és a belőlük meghatározott NDVI értékek relatív gyakoriságai (a fent bemutatott kivágatokra) 2007. július 17-én (~11:10 UTC) légköri (SMAC) és irányfüggőségi (BRDF) korrekció előtt (fekete görbék), légköri korrekció után (sötétkék görbék), illetve légköri és irányfüggőségi korrekció után (világoskék görbék).

Más esetekben (más kivágatok, más áthaladások) nagyobb hatás is előfordulhat, melyre a későbbiekben még visszatérünk, azonban ne felejtjük el, hogy a jelentősen nagy BRDF hatás csak a maximálishoz (90° -hoz) közeli mérési zenitszögek mellett léphet fel, amikor azonban a SMAC légköri korrekciót annak pontatlansága miatt már eleve nem célszerű használni (lásd a 3.1.1. alfejezetet). A bemutatott kivághoz tartozó geometria szögek (lásd 28. ábra), mint mindkét modell bemenő adatai, belesznek a SMAC javasolt alkalmazhatósági tartományába (melyek a Nap és a műholdzenitszög esetén rendre $0-60^\circ$ és $0-50^\circ$). Megjegyezendő azonban, hogy a délnyugati térségnél a műholdzenitszög már megközelíti a rá vonatkozó tartomány felső határát, ahol így csökken a származtatott reflektanciák megbízhatósága.

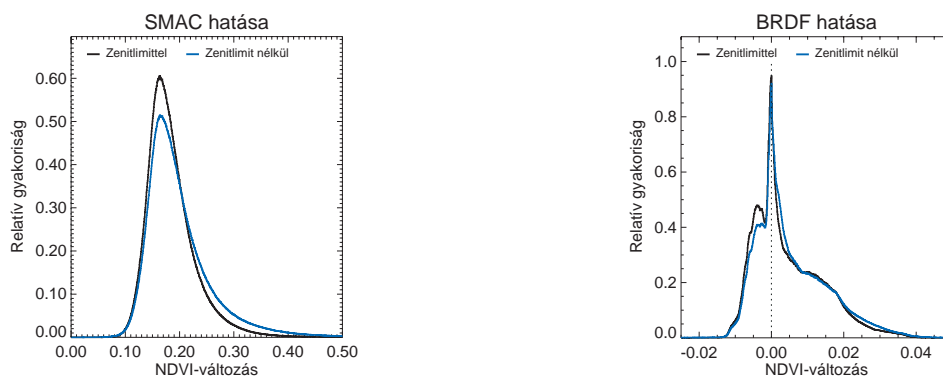


28. ábra

NOAA-18/AVHRR szenzor 2007. július 17-ei (~11:10 UTC) áthaladásának rácsára meghatározott megvilágítási, és megfigyelési szögek különböző beosztású színskálával: napzenitszög (bal szélső), műholdzenitszög (bal közép), napazimutszög (jobb közép), és műholdazimutszög (jobb szélső).

Az irányfüggőségi normálás NDVI értékekre gyakorolt hatásának csekély mértéke megfelel korábbi elvárásainknak. Ennél fogva a bemutatott korrigált reflektancia és NDVI mezők alapján véve a légköri hatások eliminálását tükrözik leginkább, mely jelen esetben átlagosan 0,174-gyel növelte meg az NDVI értékeket. A légköri korrekció hatása az adatokra éppen olyan előjelű, ahogy vártuk: az 1-es csatornában a reflektancia csökkentésével és a tartomány széthúzásával jár, vagyis kontrasztosítja a megjelenített képet; a 2-es csatornában pedig a kontrasztosítás mellett a reflektanciaértékek növekedését eredményezi. Ezeket zömében (lásd az érzékenységi analízisről szóló 3.1.1.2. alfejezetet) az aeroszol részecskék légköri szórásának leválasztása, az ózon és a vízgőz sugárzáselnyelésének figyelembevétele okozza (de természetesen más folyamatok is szerepet játszanak). A légköri korrekció hatása a származtatott NDVI értékekre jelentős, mely vizuálisan is és hisztogrammal bemutatva is szembevető.

A fentiekben bemutatott eset egymagában természetesen nem fedti le a légköri korrekció és az irányfüggőségi normálás hatásainak teljes spektrumát, ezért megvizsgáltuk, hogy a felhasznált 153 NOAA-áthaladás kivágatai esetében összesen milyen módosító hatások fordultak elő. Ez a megfelelő NDVI mezők különbségén alapult, ahol a légköri korrekció hatását a SMAC eljárással korrigált illetve a nyers reflektanciákból képzett NDVI mezők különbségén, míg az irányfüggőségi normálás hatását a SMAC eljárással korrigált plusz a BRDF-moddal normált illetve a csak a SMAC eljárással korrigált reflektanciákból képzett NDVI mezők különbségén értjük. Számításainkba természetesen ismét csak a derült szárazföldekre vonatkozó NDVI értékeket vontuk be. Az így értelmezett összes esettől megkülönböztetve külön megvizsgáltuk csak azon eseteket is, melyek esetében a nap- és műholdzenitszög rendre a 60° és 50° -os alkalmazhatósági feltétel alatt van. A felhasznált 153 áthaladás NDVI mezejeinek kivágataira gyakorolt hatások hisztogramját szemlélteti a 29. ábra, mely így összegzi az egyes áthaladások individuális hatásait.



29. ábra

Az alkalmazott légköri korrekció (bal oldali kép) és irányfüggőségi normálás (jobb oldali kép) hatása a felhasznált 153 NOAA-áthaladás AVHRR adataiból származtatott, Magyarországot lefedő térség derült földfelszín NDVI értékeire, ahol a fekete görbék a zenitszög-kritérium figyelembevételét jelentik, míg a kék görbék az összes esetre vonatkoznak. Az NDVI-változás a korrigált és a korrigálatlan értékek különbsége.

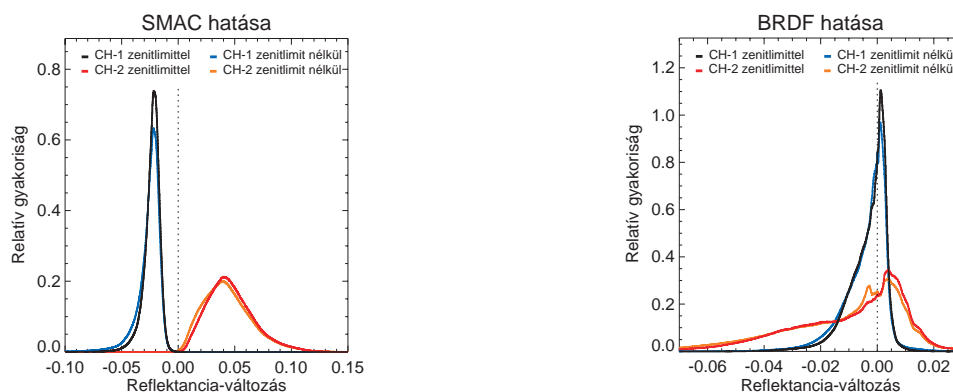
A légköri korrekció átlagosan 0,197-tel növeli meg az NDVI értékeket, ha a zenitszög-kritériumokat is figyelembe vesszük, míg ellenkező esetben némileg gyakoribb lesz a magasabb értékkel korrigált NDVI adatok száma. Az irányfüggőségi normálás átlagos értéke nagyon alacsony, hisz az adatok zöme a 0 érték körül koncentrálódik (bár a hisztogramon annak beosztása miatt nem látszik, de a pontosan 0 értékű esetek száma nagyon kevés volt). Ennél nagyobb értékek, pl. a 0,01-0,02 közötti tartomány is összesítve nagy gyakorisággal fordul elő, azonban ezeknek még így is egy nagyságrenddel kisebb az értékük, mint az átlagos légköri korrekciós hatásnak. A BRDF hatását bemutató, sok áthaladásra vonatkozó összesített görbén a zenitszög-kritérium figyelembevétele lényegesen nem módosít. A hisztogramokon bemutatott átlagos, összesített görbék számszerű jellemzőit a 9. Táblázatban foglaltuk össze. A felhasznált 153 áthaladásból kapott eredmények a zenitszög-kritérium figyelembevételével és figyelmen kívül hagyásával rendre kb. 16 és 20 millió képpont adatából születtek.

	A SMAC légköri korrekció hatása		A BRDF hatása	
	Zenitszöglimit nélkül	Zenitszöglimittel	Zenitszöglimit nélkül	Zenitszöglimittel
Átlag	0,216	0,197	0,0054	0,0046
2,5%-os percentilis	0,121	0,120	-0,0081	-0,0083
97,5%-os percentilis	0,367	0,299	0,0292	0,0268

9. Táblázat

A SMAC légköri korrekció és az alkalmazott BRDF-modell átlagos hatása a származtatott NDVI értékekre a 2007-es év 153 felhasznált NOAA-áthaladása alapján. Az NDVI értékekre gyakorolt hatás a korrigált és a korrigálatlan értékek különbségeként áll elő.

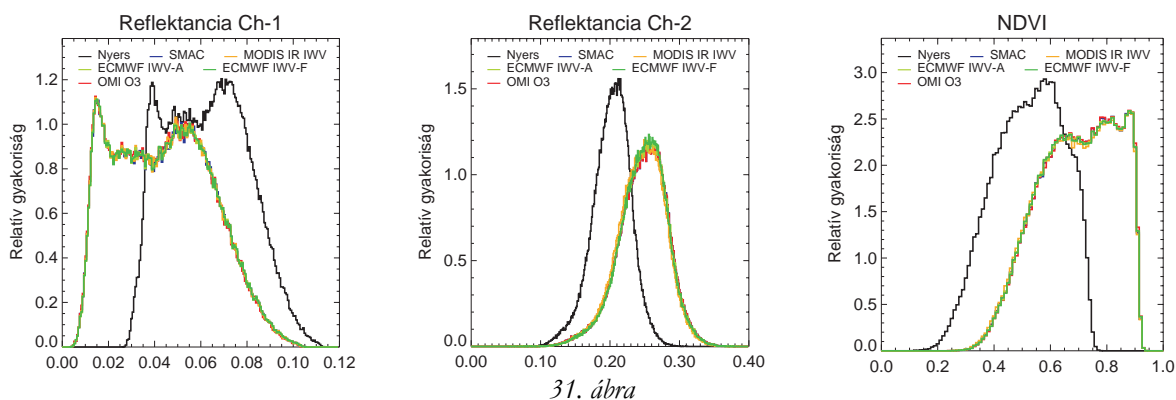
A teljesség kedvéért bemutatjuk a két alkalmazott modell reflektanciaértékekre gyakorolt hatását is, melyeket mérési csatornánként a 30. ábrán tüntetünk fel, ismét szétválasztva a hatásokat a zenitszög-kritérium figyelembevétele alapján.



30. ábra

Az alkalmazott légköri korrekció (bal oldali kép) és irányfüggőségi normálás (jobb oldali kép) hatása a felhasznált 153 NOAA-áthaladás AVHRR 1-es és 2-es csatornák méréseiből meghatározott, Magyarországot lefedő térség derült földfelszín reflektanciáira, ahol a csatornánkénti két-két görbe a zenitszög-kritérium figyelembevétele és figyelmen kívül hagyása alapján készült.

A fent vázolt eredményeket MODIS meteorológiai mezők felhasználásával állítottuk elő, azonban érdekességképpen megvizsgáltuk, mennyit módosít a származtatott NDVI értékeken, ha ezek közül a vertikálisan integrált vízgőzt és ózont egyenként lecseréljük a 3.1.2.2. és 3.1.2.3. alfejezetekben részletezett egyéb forrású mezőkre. Mivel a csere légköri korrekcióra gyakorolt hatását kívántuk tesztelni, ezért ebben az esetben az irányfüggőségi normalást nem tettük meg (továbbá most már csak a zenitszög-kritériumoknak megfelelő adatokat használtuk fel). Így csatornánként négy újabb korrigált mezőt kaptunk, melyek közül háromnál a MODIS NIR IWV-t cseréltük le ECMWF analízis, majd ECMWF előrejelzési mezőre, illetve MODIS IR IWV-re, továbbá a vízgőzhez képest kevésbé pontos MODIS vertikálisan integrált ózont az OMI adatokból interpolált ózonértékekre. Ezek hatása a fentiekben bemutatott NOAA-18 áthaladásának AVHRR kivágotára csekély, a 31. ábrán ábrázolt korrigált mezők hisztogramját egymástól alig lehet megkülönböztetni. Az egyéb forrású meteorológiai adatokkal korrigált reflektancia mezőkből, és az eredeti kombinációjú, „csak MODIS adattal” előállított korrigált reflektancia mezőkből származtatott NDVI értékek különbségére (a vizsgált kivágot esetén) a 10. Táblázatban összefoglaltakat kaptuk.



A NOAA-18/AVHRR szenzor 1-es és 2-es csatornájában mért reflektanciák és a belőlük meghatározott NDVI értékek relatív gyakoriságai (a fent bemutatott kivágotokra) 2007. július 17-én (~11:10 UTC) légköri és irányfüggőségi korrekció előtt (fekete görbék), légköri korrekció után (sötétkék görbék), illetve légköri korrekció után, de különböző forrású meteorológiai mezőket felhasználva (további színes görbék).

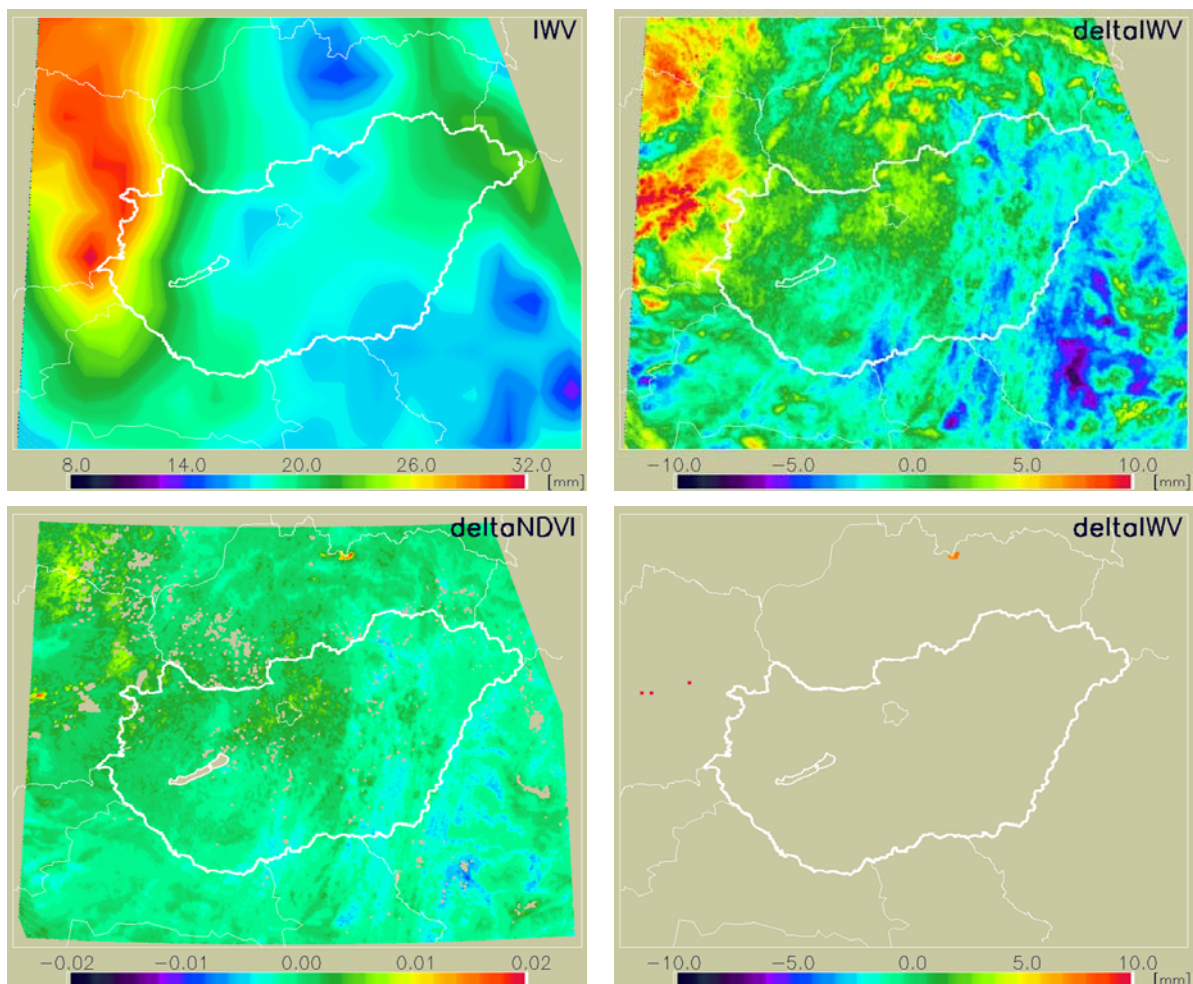
	Az NDVI-érték változásának mértéke					
	Átlagosan [%]		Maximum [%]		Minimum [%]	
ECMWF analízis IWV	0,00001	0,001	0,0189	4,06	-0,0104	-2,38
ECMWF előrejelzési IWV	0,00001	0,002	0,0185	3,96	-0,0093	-2,12
MODIS IR IWV	-0,00228	-0,340	0,0165	3,54	-0,0138	-4,08
OMI O ₃	0,00134	0,200	0,0045	1,02	-0,0001	-0,02

10. Táblázat

A különböző forrású meteorológiai mezők NDVI értékekre gyakorolt módosító hatása a légköri korrekció során az eredeti módon (csak MODIS adattal korrigált) származtatott NDVI értékekhez képest a NOAA-18/AVHRR szenzor fent bemutatott 2007. július 17-ei (~11:10 UTC) kivágotára. A vastagon kiemelt mennyiségek az abszolút maximum és minimum mennyiségeket jelölik.

A kapott NDVI mezők eltérésének hátterében tapasztalataink alapján két dolog áll: (1) egyrészt a különböző forrású integrált vízgőz mezők közötti különbség; (2) másrészt a légköri korrekciós eljárások (jelen esetben a SMAC) vízgőzre vonatkozó, a mért reflektanciától függő erős érzékenysége az AVHRR 2-es és kisebb mértékben az 1-es csatornájában (lásd a 4. ábrát és a 3.1.1.2. alfejezetet). Az (1)-es kiváltó ok esetében a különböző becslési formákból adódó, eleve meglévő eltérésekhez egyértelműen hozzájárul a különböző forrású mezők kezdeti felbontása, és annak a szabályos rácsnak a felbontás, amelyre a szabálytalan rácsú MODIS adatokat a legkevesebb információvesztéssel interpolálni tudjuk az adaptív átrácsolás során (lásd a 3.1.2.1.4.1. alfejezetet). Vagyis a durva felbontású $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ -os ECMWF adatokhoz képest a $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ -os MODIS IR IWV és a $0,025^\circ \times 0,025^\circ$ -os MODIS NIR IWV jelentős információ-többlettel bír a részletgazdasága miatt, mely elsősorban az utóbbi MODIS NIR IWV-re jellemző. Érdekes példa erre a magashegységek térsége, ahol a finomfelbontású MODIS NIR IWV szerkezete szépen kirajzolja a vertikálisan integrált vízgőz mennyiségét befolyásoló orográfiát, míg a durvább felbontású ECMWF mezők esetében ez csak elnagyolva jelentkezik (lásd például a 32. ábra bal felső ábráját). Ezt tükrözik a példaként bemutatott áthaladásra kapott eredmények is (ld. 10. Táblázat), ahol az NDVI értékekre kapott legnagyobb pozitív különbségek a Magas-Tátra és az Alpok bizonyos területein fordultak elő az integrált vízgőz mezőkben fennálló 7-8 mm eltéréssel (MODIS NIR-hez viszonyítva a másik hármat). Ezt azonban nem csak a vízgőz mezők közötti különbség okozza, hanem hozzájárul a fent nevezett (2)-es kiváltó ok is. Ezt szemlélteti az is, hogy a fenti példához tartozó vízgőzmezők közötti különbségmező szerkezete nem egyezik meg az NDVI mezők közötti különbség mezejének szerkezetével (lásd a 32. ábrát, mely a MODIS NIR IWV és az ECMWF analízis IWV mezők alapján készültek). A két vízgőzmező közötti különbség sokkal több képpont esetén nagyobb 7 mm-nél, mint amennyi képpont esetén (a velük légköri korrekción keresztül előállított) az NDVI mezők különbsége 0,01-et meghaladna. Ezt az eltérést a SMAC vízgőzre mutatott érzékenysége okozza. Ez az érzékenység a többi bemenő adathoz képest a 2-es csatornában jelentős, míg az 1-es csatornában látszólag elenyésző. Ennek a relatív érzékenységnek a maximuma a 2-es csatornában a 4. ábra alapján a 0,125 értékű reflektancia körül van (ahol 80%-ot is elér). Ez viszont pont az a reflektanciaérték, amennyinek a légkör felett keringő műholdas szenzor a Magas-Tátra és Alpok (az NDVI különbségmezőn kirajzolódó) adott területeit mérte a kiválasztott áthaladás idejében. Vagyis a magas vízgőzkülönbséggel jellemezhető képpontok közül a 2-es csatornában 0,12-0,13 reflektanciájú képpontokra nagyobb NDVI-változás adódik. Így ennek az érzékenységnek figyelembevételével a nagy NDVI különbséggel rendelkező képpontok száma jelentősen leszűkül. Ahhoz azonban, hogy pontosan csak azokat a területeket kapjuk vissza, melyet az NDVI

különbség mező maximális értékeként kirajzol, még egy kritériumot is figyelembe kell vennünk, nevezetesen az 1-es csatornában mért reflektancia nagyobb legyen, mint kb. 0,053. Ennek háttérben pedig pontosan a SMAC az AVHRR 1-es csatornában vízgőzre mutatott érzékenysége áll, mely látszólag elenyésző, de a 2-es csatornához hasonlóan szintén reflektancia-függő, és relatív hatásának mértéke éppen ekörül a reflektancia-tartomány körül kezd el jelentősebben emelkedni. Így állt elő a jobb alsó ábra a 32. ábrán, ahol csak az adott feltételeknek megfelelő vízgőzkülönbségek értékei lettek megjelenítve. A különböző forrású meteorológiai adatok hatását szintén megvizsgáltuk az összes áthaladásra, melyek eredményét számszerűen a 11. Táblázatban részleteztük, ahol az átlagos maximum és minimum értékek az áthaladások során előforduló maximális és minimális értékek átlagaként álltak elő. (Továbbá ahol a százalékékként megadott értékek az eredeti módon kivitelezett légköri korrekció hatásához viszonyított relatív változások.)



32. ábra

A NOAA-18/AVHRR szenzor 2007. július 17-ei (~11:10 UTC) áthaladás rácsára vonatkozó mezők: interpolált ECMWF analízis vertikálisan integrált vízgőz mm-ben (bal fenn), az ECMWF analízis és a MODIS NIR vertikálisan integrált vízgőzmezők különbsége mm-ben (jobb fenn), az ECMWF analízis IWV-rel és a MODIS NIR IWV-rel korrigált reflektanciákból származtatott NDVI mezők különbsége (bal lenn), és az ECMWF analízis és a MODIS NIR vertikálisan integrált vízgőzmezők különbségéből azon értékek, melyekre igaz, hogy: $\Delta_{IWV} > 6,8$ [mm], $0,12 < \rho_{TOA2} < 0,13$ és $\rho_{TOA1} > 0,053$ (jobb lenn).

	NDVI-értékek változásának mértéke									
	Átlagosan [%]		Abszolút maximum [%]		Abszolút minimum [%]		Átlagos maximum [%]		Átlagos minimum [%]	
ECMWF analízis IWV	0,0014	0,73	0,0359	9,59	-0,0196	-6,36	0,0154	3,85	-0,0064	-1,45
ECMWF előrejelzési IWV	0,0015	0,77	0,0324	9,59	-0,0218	-7,03	0,0151	3,81	-0,0067	-1,49
MODIS IR IWV	0,0014	0,70	0,0364	14,01	-0,0173	-5,05	0,0165	4,09	-0,0074	-1,67
OMI O ₃	0,0017	0,85	0,0386	5,52	-0,0192	-2,78	0,0093	1,64	-0,0035	-0,52

11. Táblázat

A különböző forrású meteorológiai mezők NDVI értékekre gyakorolt módosító hatása a légköri korrekció során az eredeti módon (csak MODIS adattal korigált) származtatott NDVI értékekhez képest 153 NOAA-áthaladás Magyarországot lefedő térségének derült földfelszínre vonatkozó mérései alapján.

A vastagon kiemelt mennyiségek az abszolút maximum és minimum értékeket jelölik.

Összességében elmondhatjuk, hogy az alternatív módon előállított NDVI értékek átlagosan alig térnek el (~0,0015-es eltéréssel) az eredeti módon (csak MODIS adatokkal) korigált NDVI értékektől, azonban egyes esetekben a különböző integrált vízgőz források esetén akár ~3-14%-os pozitív és ~1-7%-os negatív különbség is előfordulhat, mely az NDVI értékében ~0,015-0,036 növekedést illetve ~0,006-0,02 csökkenést jelent. A jobb minőségű OMI integrált ózon használata esetén az NDVI értékek módosulására hasonló nagyságrendű értékeket kaptunk. A szélsőértékek terén a legnagyobb eltérés az abszolút minimumtól eltekintve a MODIS IR IWV használata során lép fel. Ezen szélsőértékek azonban ritkák, 0,015 értéknél (abszolút értékben) nagyobb NDVI változás csupán az adatok 0,06, 0,07, 0,6 és 0,17%-ánál fordulnak elő rendre az ECMWF analízis IWV, ECMWF előrejelzési IWV, MODIS IR IWV illetve az OMI integrált ózonnál. A kapott NDVI mezők eltéréseinek hátterében pedig a korábbiakban említett két dolog áll. A vízgőzmezők eltérő felbontásából eredő különbség nehezen számszerűsíthető, azonban azonos nagyságrendűnek mutatkozik, mint a becslési formák különbségéből adódó eltérések. Továbbá megjegyezzük, hogy mivel a kiindulási forrásadatok különböző kombinációval korigált adatoknál a jobb térbeli felbontása miatt éppen a MODIS NIR IWV-t választottuk, így egyértelmű, hogy a másik három integrált vízgőzforrással korigált eredmények esetén miért egyirányúak és azonos nagyságrendűek a változások. A finomabb térbeli felbontás mellett pedig a NIR IWV minősége is alátámasztja a használatát (*Kern et al., 2008c*). Az átlagos ~0,0015 NDVI változás minden más adatforrás esetében azt jelenti, hogy azon meteorológiai adatokkal csekély mértékben, de nagyobb volt a számolt légköri korrekció hatása. Az SMAC vízgőzre vonatkozó relatív érzékenysége az AVHRR 1-es és 2-es csatornában pedig a mért reflektanciáknak megfelelően módosítja tovább a vízgőzmezők különbségéből eredő hatást.

A vertikálisan integrált ózonnal kapcsolatban a felbontásból eredő különbségek jelentős szerepét már kevésbé állíthatjuk. Ennek oka, hogy az adaptív átrácsozással előállított OMI és MODIS mezők közötti különbséget sokkal inkább az adatok térbeli struktúrájában jelen levő

különbség határozza meg, mely így nem a felbontásból, hanem főként a MODIS adatokból történő származtató algoritmus pontosságából adódik. Az integrált ózon mennyiség származtatására vonatkozó pontosság határozottan rosszabb az integrált vízgőzéhez képest (lásd a 3.1.2.3.1. alfejezetet), mégis megközelítőleg ugyanakkora eltérést okoz csak, mely mögött a légköri korrekció (a 3.1.1.2. alfejezetben részletezett) ózonra vonatkozó kisebb érzékenysége áll. Azonban ez a kevésbé pontos ózonérték is jobb, mint egy konstansnak feltételezett érték, hisz a pontos felszíni mérések és MODIS integrált ózonmezők közötti átlagos (-16,8 DU a Terra, és 6 DU az Aqua/MODIS esetén (lásd a 6. Táblázatot)) és maximális különbség (-72,5 és 36,9 DU közötti a Terra illetve -23,5 és 53,3 DU közötti az Aqua/MODIS esetén) is kisebb a vizsgált időszak alatt, mint a valós érték éven belüli változékonysága (mely átlagosan 302-408 DU, abszolút értékben pedig 233-600 DU (lásd a 3. Táblázatot)). Továbbá az új, C6-os algoritmussal (Borbás *et al.*, 2011) származtatott MODIS integrált ózonértékek egyértelmű javulása (lásd a 3.1.2.3.1. alfejezetet) szintén alátámasztja a MODIS ózonértékek használatát.

Érdekesképpen végül megvizsgáltuk azt is, hogy a BRDF-modell mennyire érzékeny a felszín típusra, vagyis mekkora hibával jár, ha geolokalizációs hiba miatt rosszul kategorizáljuk az AVHRR képpontjaihoz tartozó területeket a felszínborítottsági adatbázis alapján, vagy ha az adott képpont nem száz százalékgig annak a kategóriának felel meg, aminek besoroltuk (ami az esetek jelentős részében fennáll a térségre jellemző heterogén vegetáció miatt). Ez a vizsgálat annak a megválaszolására épült, hogy mennyit változtatna a BRDF-modell hatásán, ha a valós felszínborítottsági besorolás helyett minden képpontot ugyanabba a felszín típusba sorolnánk (külön-külön az alkalmazott felszínborítottsági adatbázis négy kategóriájára). A fentiek során példaként bemutatott áthaladás kivágatára vonatkozó eredményeket a 12. Táblázat, míg az összes áthaladásra vonatkozókat a 13. Táblázat foglalja össze, ahol a százalékként megadott értékek a BRDF-modell helyes, felszín típusnak megfelelő alkalmazásának hatásához viszonyított relatív változások.

	Az NDVI-érték változásának mértéke					
	Átlagosan		Maximum		Minimum	
		[%]		[%]		[%]
Egyéb kategória	0,0034	0,49	0,007	1,13	-0,004	-0,90
Mezőgazdasági területek	-0,0003	-0,04	0,003	0,84	-0,006	-0,91
Erdők	-0,0008	-0,11	0,001	0,06	-0,007	-1,11
Gyeppek	0,0004	0,06	0,020	6,50	-0,018	-5,82

12. Táblázat

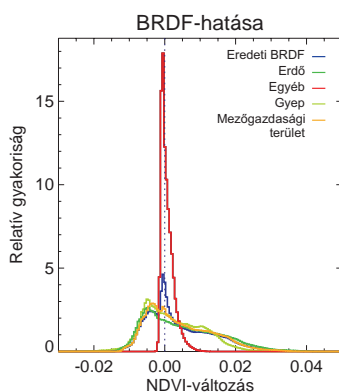
Az NDVI értékek módosulásának mértéke az adaptált BRDF modell alkalmazása során az eredeti módon (felszín típusnak megfelelő BRDF-moddellel) származtatott NDVI értékekhez képest a NOAA-18/AVHRR szenzor fent bemutatott 2007. július 17-ei (~11:10 UTC) kivágatára, ha az összes pixelt mezőgazdasági területbe, erdőbe, gyepebe, vagy egyéb kategóriába soroljuk. A vastagon kiemelt mennyiségek az abszolút maximum és minimum mennyiségeket jelölik.

	NDVI-értékek változásának mértéke									
	Átlagosan [%]		Abszolút maximum [%]		Abszolút minimum [%]		Átlagos maximum [%]		Átlagos minimum [%]	
Egyéb kategória	-0,0032	-76,87	0,039	16,70	-0,230	-44,15	0,014	3,83	-0,035	-7,14
Mezőgazdasági területek	0,0002	3,99	0,036	14,17	-0,242	-43,86	0,018	3,69	-0,029	-6,62
Erdők	0,0008	19,07	0,051	16,55	-0,233	-44,21	0,020	4,68	-0,026	-5,72
Gyep	-0,0018	-41,82	0,331	92,73	-0,062	-22,68	0,071	21,64	-0,027	-7,75

13. Táblázat

Az NDVI értékek módosulásának mértéke az adaptált BRDF modell alkalmazása során az eredeti módon (felszíntípusnak megfelelő BRDF-moddellel) származtatott NDVI értékekhez képest 153 NOAA-áthaladás Magyarországot lefedő térségének derült földfelszínre vonatkozó mérései alapján, ha az összes pixelt mezőgazdasági területbe, erdőbe, gyepebe, vagy egyéb kategóriába soroljuk. A vastagon kiemelt mennyiségek az abszolút maximum és minimum mennyiségeket jelölik.

Ezek alapján elmondhatjuk, hogy az NDVI értékek módosulásának mértéke a helytelen felszíntípus figyelembevételével látszólag nem túl nagy, azonban a szélsőértékek esetén nagyságrendjük összemérhető a BRDF-modell hatásának abszolút értékével. A 0,015 értéknél (abszolút értékben) nagyobb NDVI változást jelentő szélsőértékek az adatok 8,92, 0,46, 0,77 és 2,05%-ánál fordulnak elő rendre az egyéb, mezőgazdasági terület, erdő és gyepe esetén, melyek egyértelműen a nagy zenitszögű kivágatoknál fordultak elő. A megváltoztatott felszíntípus-besorolások miatti módosult BRDF-hatások hisztogramját a 33. ábrán mutatjuk be.

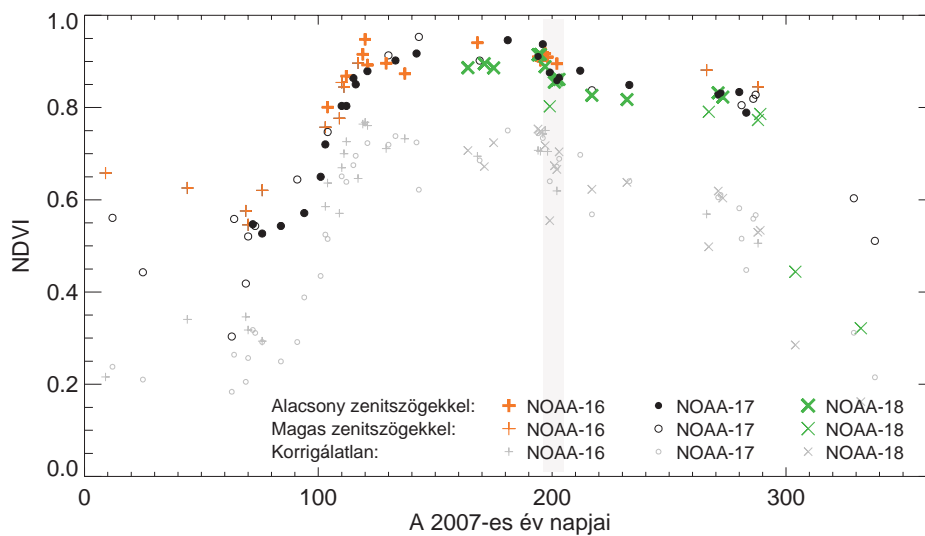


33. ábra

Az alkalmazott irányfüggőségi normálások hatásai a felhasznált 153 NOAA-áthaladás AVHRR 1-es és 2-es csatornák méréseiből származtatott, Magyarországot lefedő térség derült földfelszín NDVI értékeire, ha az összes pixelt mezőgazdasági területbe, erdőbe, gyepebe, vagy egyéb kategóriába soroljuk. A valós felszíntípusnak megfelelő irányfüggőségi normálást kék görbével, míg a többi, megváltoztatott esetet a további színes görbékkel jelöltük.

4.1.2. Az eredmények bemutatása II: időbeli vizsgálatok

A 2007-es év felhasznált 153 áthaladása alapján az NDVI időbeli menetét is megvizsgálhatjuk adott földrajzi pontokra vonatkoztatva. A következőkben ezt és az ebből eredő problémákat fogjuk tárgyalni, ahol most már minden NDVI értéket (MODIS adatokkal végzett) légköri korrekcióval és irányfüggőségi normálással állítunk elő. Ehhez elsőként egy kiválasztott földrajzi pontra vonatkozó eredményeket mutatunk be. A választott pont Észak-Bakony (mint kellően homogén vegetációjú terület) egy kiválasztott földrajzi koordinátája (47,29°N, 17,74°E). Elsőként a választott földrajzi pont éves NDVI menetét mutatjuk be a 34. ábrán, ahol az NDVI értékeket szétválasztottuk műhold, illetve zenitszögek alapján. A nap- és műhold-zenitszögek szerinti szétválasztás rendre 55° és 45° alapján történt. Ha a zenitszögek közül legalább az egyik a hozzátartozó küszöb fölé esett, akkor az adott NDVI értéket a magas zenitszög kategóriába soroltuk. A korrigálatlan adatokból származtatott NDVI értékeket szintén megjelenítettük az ábrán halványszürke szimbólumokkal jelölve. Halványszürke oszloppal a 2007-es nyári hóhullám időszakát is bejelöltük, mely jelenségre a későbbiekben még visszatérünk (lásd a 4.4. alfejezetet).

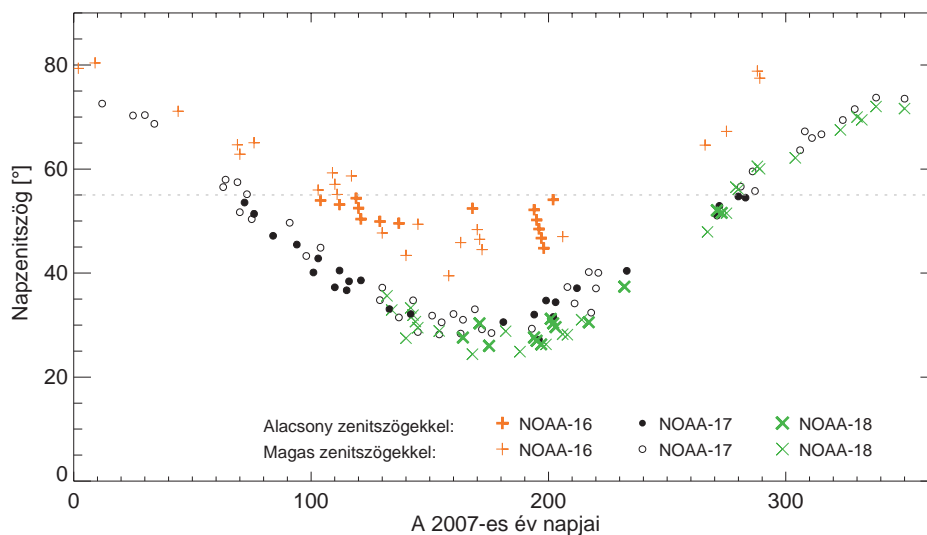


34. ábra

Az AVHRR adatokból származtatott NDVI éves menete Észak-Bakony egy pontjára 2007-ben, légköri és irányfüggőségi korrekción átesett (narancssárga, fekete és zöld szimbólumokkal) illetve korrigálatlan (szürke szimbólumokkal) adatok alapján, ahol műholdankénti és zenitszögenkénti megkülönböztetést is alkalmaztunk (a túl magas zenitszögekhez tartozó NDVI értékeket vékonyabb szimbólummal jelöltük).

Az ábra jól szemlélteti, hogy a légköri és irányfüggőségi korrekció együttesen milyen mértékben módosítja és rendezi jobban össze az NDVI értékeket. Ugyanakkor tisztán látszik, hogy ezután is marad egy relatíve nagy bizonytalanság, mely az adatok szórását eredményezi. Ennek mértéke pár napos, hetes perióduson belül nagyobb, mint amekkorát a vegetáció tényleges változása okoz. Az ilyen, eredeti felbontású NDVI idősorokon jelenlevő zajnak számos oka lehet.

(1) A bizonytalanság egyrészt a különböző műholdak mérései idejéből ered, hiszen mindegyik műholdnak más és más a jellemző áthaladási ideje (mely ráadásul idővel fokozatosan változik (Ignatov *et al.*, 2004) szemben például a Terra/Aqua műholdakkal), ezáltal döntően meghatározva a méréskor fennálló napzenitszög értékét. A Kárpát-medence felett a NOAA-16, -17, és -18 rendre megközelítőleg 13:30-14:30 UTC, 8:45-9:45 UTC és 11-12 UTC között haladt át 2007-ben, mely alapján adott napon a NOAA-17 és -18 közel azonos napmagasságok mellett (bár a Déli égtájhoz viszonyított másik irányban), míg a NOAA-16 ennél csak alacsonyabb megvilágítás mellett végezte méréseit. Ezt szemlélteti a 35. ábra, ahol az előző ábrán bemutatott NDVI értékekhez tartozó napzenitszögek láthatók, ismét műholdanként szétválasztva, és figyelembe véve az alkalmazott 55° és 45° -os nap- illetve műholdzenitszög-határokat, mely feletti adatok esetén a hozzátartozó napzenitszögeket vékonyabb szimbólummal jelöltünk. Az alkalmazott szétválasztás oka, hogy a magasabb mérési zenitszögek a légköri korrekciós eljárások, így a SMAC korlátai alapján bizonytalanabb légköri korrekciós hatást eredményeznek. (A bemutatott NDVI értékekhez tartozó műholdzenitszögek függetlenek az év napjától, és a 0 - 69° -os lehetséges tartományon belül egyenletesen oszlanak el, habár 65° feletti értékeket gyakorlatilag fel sem használtuk.) Továbbá azonos műhold esetén is előfordulnak pár nap alatt viszonylag jelentős ugrások, mely az esetek döntő részében egyértelmű zajra utalnak. (Kivéve a nyári hőhullám alatti egyértelmű NDVI-csökkenést.)



35. ábra

Az AVHRR adatokból származtatott NDVI értékekhez tartozó napzenitszögek a Bakony egy pontjára 2007-ben, ahol műholdankénti és zenitszögenkénti megkülönböztetést alkalmaztunk (a túl magas nap- vagy műholdzenitszögű (nagyobb, mint 55° illetve 45°) értékeket vékonyabb szimbólummal jelöltük).

(2) A műholdak eredményei közt fennálló különbséget növeli az is, hogy az AVHRR mérési csatornáit leíró, egyedi spektrális válaszfüggvények is kihatással vannak a származtatott

NDVI értékekre, melyben így akár -0,03 és 0,06 közötti változást is okozhatnak (*Trishchenko et al., 2002; Trishchenko, 2009*). A spektrális válaszfüggvények eltérése ilyen nagy változást azonban főleg a korábbi AVHRR szenzorok esetén okozhat, a NOAA-KLM műholdsorozat AVHRR/3 szenzorai esetén a különbség kisebb. Ennek figyelembevétele különösképpen akkor fontos, ha több év adatait szeretnénk összehasonlítani (*Trishchenko et al., 2002; Trishchenko, 2009*).

(3) Bizonytalanságot eredményez az is, hogy a légköri korrekcióhoz szükséges meteorológiai adatokat munkánk során műholdas adatokból származtatott becslésekből adjuk meg. Megjegyezzük azonban, hogy minden képpontra valós meteorológiai adatokat nem is lehetne előállítani, hiszen az integrált vízgőz, ózon, és felszíni légnyomás esetén még a modellek felbontása is túl durva ehhez, másrészt az aeroszol optikai mélységre (AOD) gyakorlatilag nem is létezik a MODIS-nál jobb adatforrás, mely ekkora területet ilyen felbontással lefedne (hiszen az AOD térbeli változékonyságához képest a felszíni mérőhálózat túl ritka). Tekintve, hogy a légköri korrekció egyik legkritikusabb eleme az AOD (lásd a 3.1.1.2. alfejezetet), továbbá hogy a MODIS adatokból származtatott AOD sem teljesen valóságű (lásd a 3.1.2.1. alfejezetet), így a származtatott NDVI értékekben jelentős bizonytalanságot hordoz az AOD mezeje is, mely egyaránt vezethet alul- és túlkorrigáláshoz. Ide sorolható még az is, hogy ahogy a 4.1. alfejezetben említettük, a felhasznált 110 napból 102 napra állt MODIS adat a rendelkezésünkre, a további 8 napon így a meghatározott meteorológiai átlagokat használtuk (lásd a 3.1.2.1.4., a 3.1.2.2.5., a 3.1.2.3.2. és a 3.1.2.4.1. alfejezeteket).

(4) Jelentős hibaforrás lehet a téves földrajzi azonosítás, hiszen ha adott áthaladáson a vizsgált koordinátára más felszín típus adódik, jelentősen megváltozhat az NDVI menete az időben megelőző vagy utána következő adatokhoz képest. Az AVHRR adatok földrajzi navigálása messzemenően nem olyan kiforrott, mint amilyen például a Terra/Aqua MODIS adataié (lásd a 2.3.1. alfejezetet), azonban az utólagos, partvonalillesztéssel elvégzett finomítással biztosítottuk, hogy maximum 1, esetleg 2 pixel eltolódás léphet csak fel. (Ezzel azonban csak lineáris eltolást alkalmaztunk a földrajzi koordináták mezőin, míg a valóságban több irányú nyírással lehetne csak a mezőket pontosan a valós helyzetükhöz igazítani.) Bár a fenti ábrákhoz tartozó földrajzi pontot éppen emiatt kellően homogén vegetációjú térségből határoztuk meg, az általunk alkalmazott földrajzi azonosítás pontosságát jellemzi, hogy még kisebb mezőgazdasági parcellák éves menetei is elfogadhatónak mondhatók (lásd később a 4.3. alfejezet során).

(5) Ettől függetlenül fontos megemlíteni, hogy minden műhold áthaladás AVHRR rácsa más és más. A mérésre vonatkozó látószög (IFOV) még a NOAA-műholdak 9 napos pályaismétlődési ideje esetén sem teljesen pontosan ugyanarról a területről juttatják a sugárzást a szenzorhoz. Így a vizsgált földrajzi pontról érkező sugárzás radianciája egyik áthaladás esetén a

tőle egyik irányban levő terület sugárzásával átlagolódik ki, míg másik esetben más területekével, bizonytalanságot okozva az adatokban. Tekintve, hogy a 34. ábrán bemutatott éves menet az eredeti felbontású és szabálytalan rácsú adatokból úgy áll elő, hogy mindig az adott földrajzi ponthoz legközelebbi rácsponthoz keressük meg, így minden adat más és más területre vonatkozik.

(6) Részben az előző okhoz kapcsolódik a nem sík területeken esetlegesen fellépő, a domborzat általi módosító hatás, melynek következtében a megvilágítási és megfigyelési szögek függvényében módosul az észlelt radiancia. Ezt a hatást két részre bonthatjuk. Egyrészt a változó megvilágítási körülmények hatására mindig más mértékű a domborzat által a Nappal átellenes irányban fekvő szomszédos területekre vetett árnyék mértéke, mely a területről származó radiancia csökkenéséhez vezet. Másrészt pedig a változó megfigyelési szögek miatt adott térségnek nem mindig ugyanakkora felszínéről ered a sugárzás, hiszen a hegyek műholdakhoz képesti átellenes oldalának egy része takarásban marad.

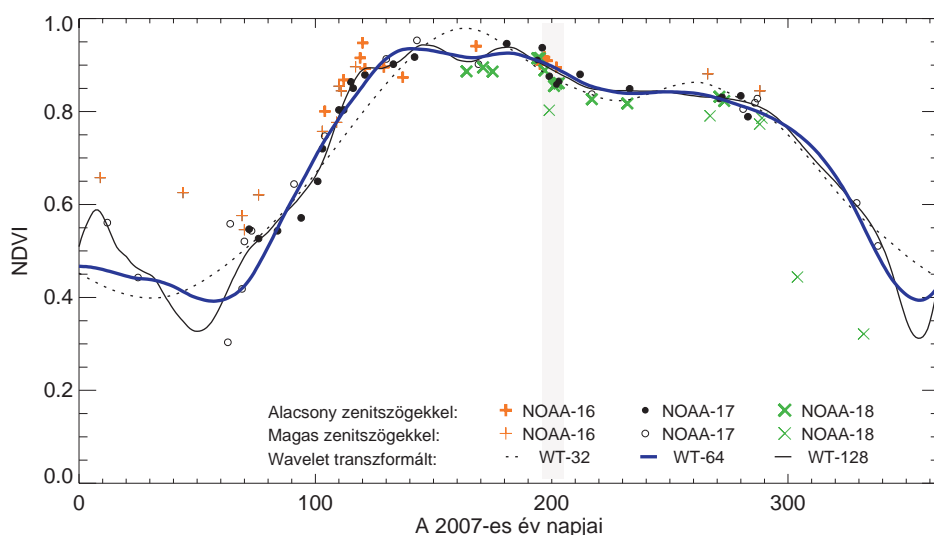
(7) További zajt okozhat a felhőazonosítás során fel nem ismert nagyobb felhő, vagy a képpontonál kisebb felhő jelenléte, mely kellően kicsi ahhoz, hogy a felhőszűrő algoritmusok ne ismerjék fel, azonban éppen elegendő ahhoz, hogy a felszínről eredő reflektanciák valós értékét módosítsák. Ide sorolható még hasonló megfontolások alapján a nagyon vékony, de nem azonosított cirrusfelhőzet és a magasabb szintű felhők (nagyobb napzenitszög esetén) felszínre vetült szélesebb árnyéka is (Putsay et al., 2000), melyet a felhőmaszk 1-1 képponttal történő eltolása nem szűr ki. (Ennél nagyobb mértékű eltolás alkalmazásának pedig nincs értelme, mert jelentős adatvesztést okozna.)

(8) A vegetációra vonatkozó értéket befolyásolhatja a nyitottabb szerkezetű állomány alatti talaj sugárzásmódosító hatása is. Ennek mértéke a megfigyelési szög függvénye.

A felsorolt bizonytalansági tényezők előjele és mértéke változó, azonban értelemszerűen a (4)-es, (5)-ös és (7)-es tudja a legnagyobb változást okozni. A bizonytalanság csökkentésére különböző módszerek léteznek. A földrajzi azonosításból eredő hiba elkerülésére (és az adatok mennyiségének csökkentésére) járatos megoldás nagyobb térségek átlagolása, mely bár simítottabb éves menetet eredményez, értelemszerűen információvesztéssel jár. A többi hibaforrásból eredő zaj csökkentésére pedig az éves menetre vonatkozó különböző szűrési és kompozitkészítési technikákat szoktak alkalmazni. Ilyen például az AVHRR adatokra kidolgozott BISE²⁴ (Viovy et al., 1992, Fassang, 2008) és az MVI²⁵ (Ma és Veronstraete, 2006), melyekkel kiugró adatokat szűrhetünk ki illetve az MVC²³ (Holben, 1986), mely csak az adott időszakok alatti maximum NDVI értékeket tekinti. Tekintve azonban, hogy megbízható adataink időben nem egyenletesen fedik le az évet, ezért ezeket kevesebb sikerrel tudjuk a teljes évre alkalmazni, inkább csak egy-egy időperiódusra működhetnek.

A hibák korrigálására nyújt lehetőséget a diszkrét *wavelet* transzformáció is, amellyel zajszűrést és interpolációt tudunk végezni az eredeti, zajjal terhelt adatsoron (Press *et al.*, 1992). A *wavelet* transzformáció segítségével történő zajszűrés (ún. *low pass filter*) segítségével adott frekvenciás zajok kiszűrhetők, és az idősorok deriváltjainak vizsgálatára is lehetőség nyílik. A *wavelet* transzformáció előnye más transzformációkkal szemben (pl. Fourier felbontás), hogy időben és térben is limitált ortogonális függvények lineáris kombinációjával rekonstruálja a diszkrét adatsort, így az adatsorban lévő hirtelen változások (pl. aratás) is jobban leírhatók (Azzaoui és Menenti, 2000; Stöckli és Vidale, 2004; Martínez és Gilbert, 2009), a szakadásos függvények jobban reprezentálhatók. A *wavelet* szűrés segítségével a mérési időpontok között is reális, a fenológiai ciklust jól közelítő adatokat kaphatunk (Sakamoto *et al.*, 2005; Kern *et al.*, 2008b), lefedve a teljes évet. Az eredményként előálló napi felbontású rekonstruált adatsoron differenciálás segítségével további fenológiai információt kaphatunk, melyekkel sikeresen lehet akár a vegetáció típusát is beazonosítani (Barcza *et al.*, 2009).

A 36. ábrán a korábbiakban példaként bemutatott Észak-Bakonybeli pont NOAA-17-es műhold AVHRR adataiból származtatott éves NDVI-menetére illesztettünk *wavelet* transzformált görbéket (zenitszög figyelembevétele nélkül), különböző frekvencia-levágásokkal (Kern *et al.*, 2008b; Barcza *et al.*, 2009), melyeket WT-32, WT-64, és WT-128 kifejezésekkel jelöltünk. A zajszűrés értelmében minél nagyobb frekvenciánál vágjuk csak le az függvénysort, a kapott illesztett görbe annál jobban közelíti az eredeti adatsort, így azonban egyre kevésbé használjuk ki a zajszűrés lehetőségét. Ennél fogva túl nagy frekvenciás levágást nincs értelme használni.

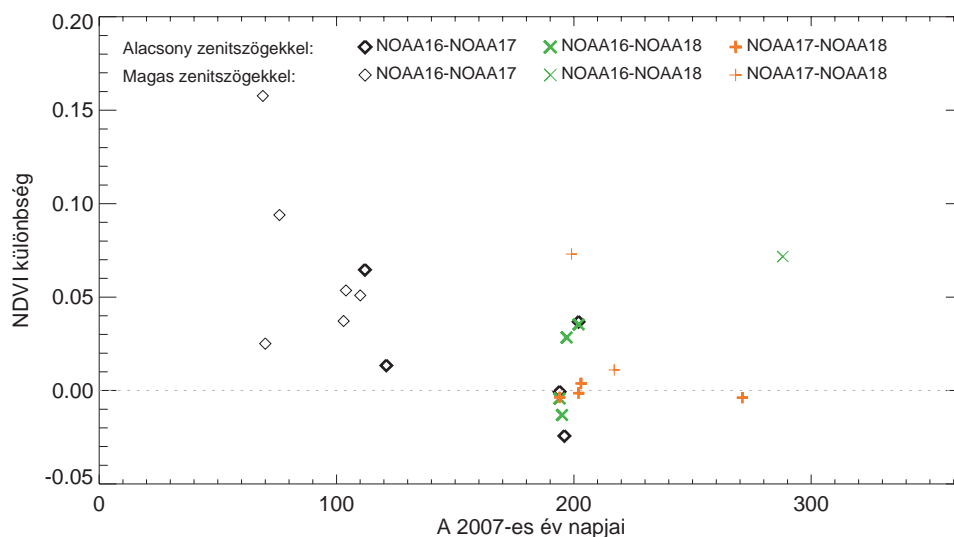


36. ábra

Az AVHRR adatokból származtatott NDVI éves menete Észak-Bakony egy pontjára 2007-ben, légköri és irányfüggőségi korrekción átesett adatok alapján, ahol a NOAA-17 műhold adataira különböző levágási frekvenciájú *wavelet*-szűréssel görbéket illesztettünk. Az illesztett görbék WT-x jelölésében az x jelöli azt a frekvenciát, ameddig az adatokat megőrizzük.

Míg a három műhold adataiból származtatott NDVI értékekre illesztett (azonos frekvencia-levágású) *wavelet* transzformált görbék általában nem egyeznek meg (már csak az adatok mérésének különböző dátumai miatt sem), addig deriváltjaik több egyezést mutatnak, egyértelműen visszaadva a fenológiai ciklus változásainak időpontját.

Adott naphoz tartozó két különböző NOAA-műhold felhasználható (nem felhős, stb.) mérései esetén számszerűsíthetjük, hogy mennyi a különböző szenzorok méréseiből meghatározott NDVI értékek közötti különbség. Mivel egyetlenegy vevőantenna folyamatosan végzi legalább 6-7 műhold adatainak vételét, továbbá a gyakori felhőborítottság miatt ezen napok száma jelentősen leszűkül, ezért összesen 23 adatpárra vonatkozó NDVI-különbséget származtattunk. Az eredményeket szemlélteti a 37. ábra, ahol láthatjuk, hogy az adatpárok mindkét elemének zenitszög-kritériumnak megfelelése esetén már csak 13 adatpár marad. Ezek alapján, a zenitszög-kritériumok figyelembevételére esetén a NOAA-16 és -17, a -16 és -18, illetve a -17 és -18 műholdak NDVI értékei közötti átlagos különbség rendre: 0,018, 0,012, és -0,001.



37. ábra

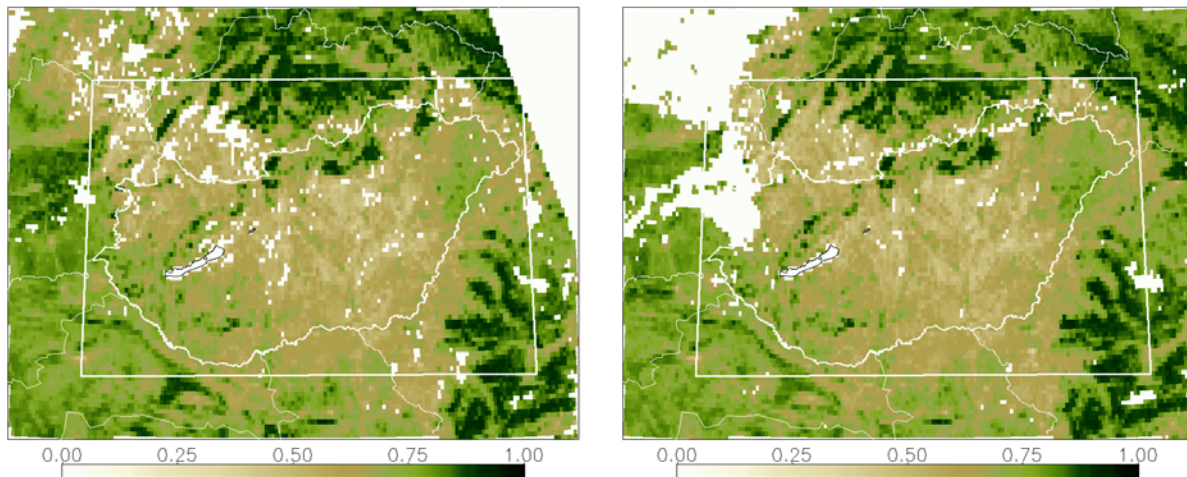
A különböző műholdak AVHRR adataiból meghatározott NDVI értékek különbsége Bakony egy pontjára 2007-ben azokon a napokon, amikor két különböző műhold is felhasználható adatot biztosított. Az ábrán műholdankénti és zenitszögenkénti megkülönböztetést alkalmaztunk (a túl magas nap- vagy műholdzenitszögű (nagyobb, mint 55° illetve 45°) értékeket vékonyabban jelöltük).

Ez az egyetlen földrajzi pont kevés esetszáma miatt természetesen nem reprezentatív eredmény. Minden földrajzi koordinátára azonban nehézkes lenne az eredeti felbontású adatokból ezt megvizsgálni az AVHRR változó rácsa miatt. Az adatok szabályos rácsra történő interpolálása azonban erre is megoldást kínálhat, melyet a következő alfejezetben részletezünk. Az azt következő alfejezetben (lásd a 4.3. alfejezetet) pedig bemutatunk majd más típusú vegetációra, így más koordinátára vonatkozó éves meneteket is.

4.2. A származtatott NDVI értékek szabályos rácsra történő interpolálása

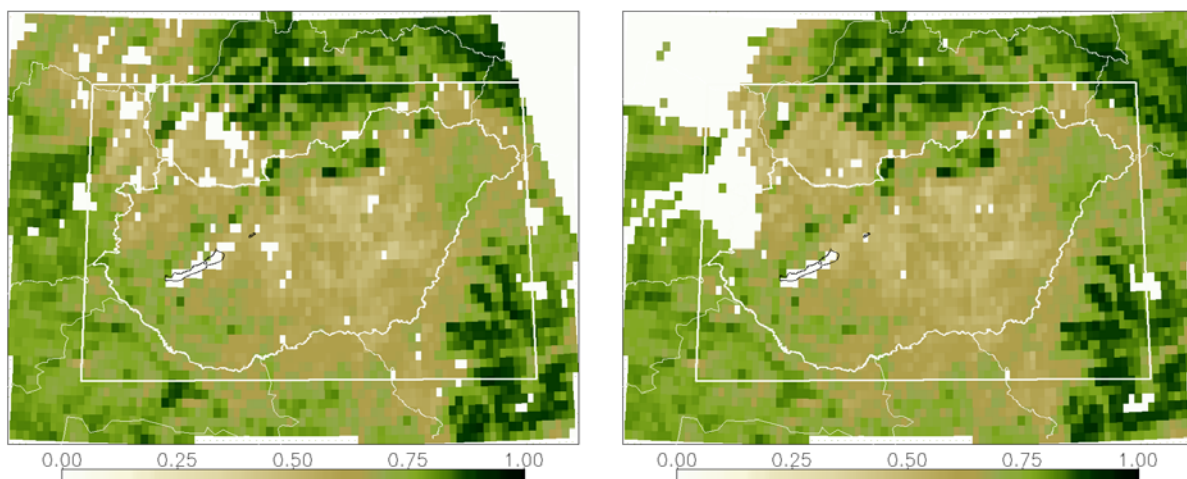
Tekintve, hogy minden egyes NOAA-áthaladás AVHRR rácsa különböző, a származtatott mennyiségeket nehezen tudjuk térben és időben összevetni. Különösen akkor jelent ez problémát (lásd az előző alfejezetet), ha az eredeti horizontális felbontást kihasználva, a felbontás által determinált méretű területeket kívánunk vizsgálni (mely az AVHRR esetén $1,09 \text{ km} \times 1,09 \text{ km}$). Következésképpen mindenképpen szükséges a származtatott NDVI adatok (tetszőleges méretű) azonos rácsra történő interpolálása, ún. átrácsozása. Ezen átrácsozás további előnye az is, hogy egységesen azonos (az érdeklődésnek megfelelő) földrajzi kivágatot fednek le és jelentősen lecsökken a származtatott mennyiségekből képzett fájlok mérete, mely így megkönnyíti a felhasználók munkáját. Vizsgálatainkhoz a $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ és a $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ felbontású szabályos rácsot választottuk, mely a $47,5^\circ\text{N}$ szélességi körön $\sim 5,56$ illetve $11,11 \text{ km}$ ráctávolságnak felel meg meridionálisan és $\sim 3,76$ illetve $7,51 \text{ km}$ -nek zonálisan. Az átrácsozás során azon valós értékek matematikai átlagát vesszük, melyek belesznek az újonnan definiált szabályos rács által definiált, a rácpontok körüli $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ -os illetve $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ -os területbe. Mivel azonban a vegetációs indexeknek kilométeres skálán jelentős finom felbontású szerkezete van (szemben például a vertikálisan összegzett ózonnal), ezért csak akkor képezzük az előbb említett átlagot, ha a vizsgált területbe eső AVHRR rácpontok legalább 70%-ának (illetve a későbbiekben 100%-ának) mérése valós (derült és hóval nem fedett szárazföldi) NDVI értéket biztosít. A kiindulási AVHRR adatok felbontásánál durvább rács esetén az átrácsozás értelemszerűen jelentős, a térbeli szerkezetre vonatkozó információvesztéssel jár, továbbá simított NDVI értékeket eredményez (ahol a választott rácsnál kisebb területre vonatkozó magas illetve alacsony értékek eltűnnek az átlagolás során), mely értelemszerűen az eljárás hátrányát jelenti. Információvesztést okoz az általunk meghatározott, fent említett 70%-os limit is, hisz így vízpartok és nagyobb kiterjedésű felhők pereménél az új szabályos rácson nem tudunk értéket megadni. Ezt a veszteséget azonban kisebbnek véljük, mint a kevesebb adatból átlagolt, mégis nagy térségre reprezentatívnak feltételezett értékeket. Az eljárást az NDVI mezőinkhez tartozó nap- és műholdzenitszögmezőkre egyaránt elvégezzük.

Az átrácsozott adatokkal lehetőség nyílik azonos nappól származó, különböző NOAA-műholdak AVHRR méréseiből származtatott mennyiségek alaposabb összehasonlítására is, mellyel a származtatott NDVI értékek bizonytalanságát is jobban számszerűsíthetjük. A 38. és 39. ábrán a 4.1.1. alfejezetben már ismertetett, a NOAA-18 2007 július 17-ei méréseiből származtatott, és a 25. ábrán bemutatott NDVI értékek ($0,05^\circ \times 0,05^\circ$ illetve $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ felbontású rácsra) átrácsozott mezejét szemléltetjük egy aznapra eső másik műhold, nevezetesen a NOAA-16 méréseiből származtatott NDVI mezővel.



38. ábra

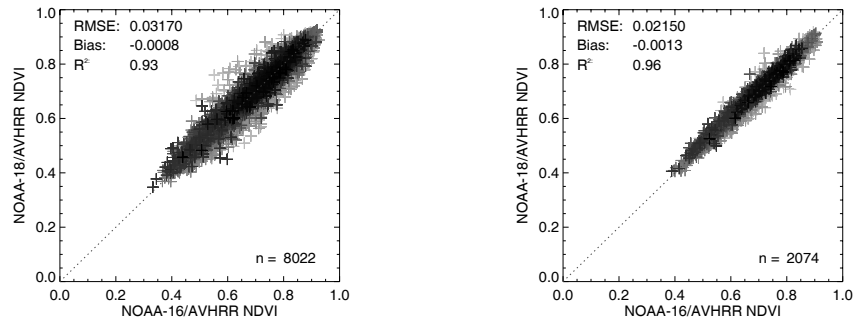
$0,05^\circ \times 0,05^\circ$ felbontású szabályos rácstra interpolált AVHRR/NDVI mezők: NOAA-18 2007. július 17, ~11:10 UTC (bal oldali kép); és NOAA-16 2007. július 17, ~14:00 UTC (jobb oldali kép).



39. ábra

$0,1^\circ \times 0,1^\circ$ felbontású szabályos rácstra interpolált AVHRR/NDVI mezők: NOAA-18 2007. július 17, ~11:10 UTC (bal oldali kép); és NOAA-16 2007. július 17, ~14:00 UTC (jobb oldali kép).

Az ábrán fehér színnel jelöltük azon rácspontokat, melyekhez az átrácsozás során nem rendeltünk értékeket. A két mező fehér téglalappal jelölt kivágatán belüli egyaránt valós (nem hiányzó adatra utaló) értékekre vonatkozó kapcsolatát a $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ -os rácsnál 0,0317 RMSE, -0,0008 átlagos eltérés, és 0,93 R^2 jellemzi, míg a $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ -os rácsnál 0,022 RMSE, -0,001 átlagos eltérés, és 0,96 R^2 jellemzi, melyeket a 41. ábrán szemléltetünk (felbontás szerint). A mezőpárosokon megfigyelhető, hogy bár a két NDVI mező meglehetősen hasonló, azonban például a Dráva-Száva közötti horvát hegységeknél nagyobb az eltérés. Ennek oka feltételezésünk szerint az eltérő napzenitszögek, hiszen a NOAA-16/AVHRR mérései három órával később, helyi idő szerint ~16 órakor történtek. A 40. ábrán szereplő adatpontok színe a NOAA-16 mérésekor fennálló napzenitszög függvénye (ahol a világos szín a magasabb, a sötétebb szín az alacsonyabb napzenitszöget jelöli).



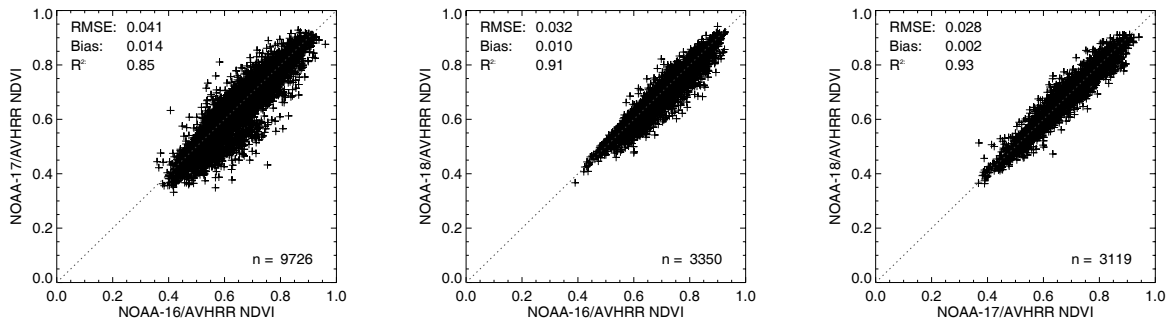
40. ábra

A $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ (bal oldali kép) és a $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ (jobb oldali kép) felbontású szabályos rácsra interpolált 2007. július 17-ei NOAA-16 és -18 AVHRR/NDVI mezők közötti kapcsolatok, ahol az ábrán szereplő adatpontok színei a NOAA-16 mérésekor fennálló napzenitszög függvénye (a világos szín a magasabb, a sötétebb szín az alacsonyabb napzenitszöget jelöli).

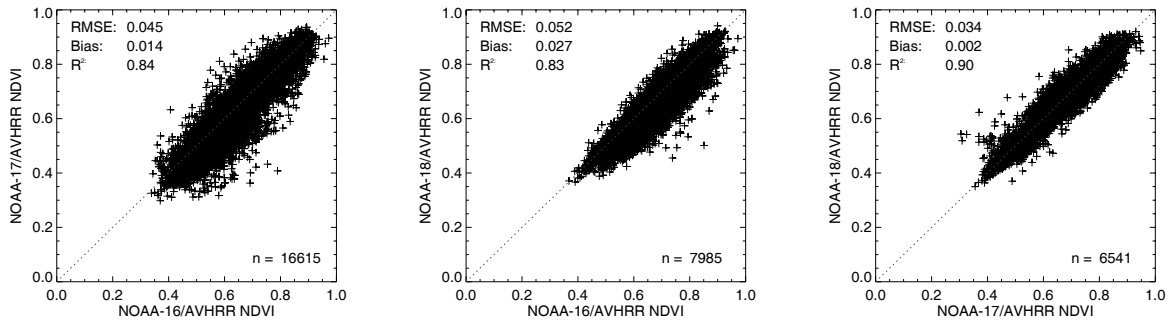
Észrevehető továbbá a NOAA-16/AVHRR adataiból származtatott mezőn Magyarország északi határánál egy többé-kevésbé egy vonalba rendeződő adathiány, mely fontos problémára hívja fel a figyelmet. A vett, nyers műholdas adatokat többféle hibatípus is terhelheti (Kern, 2004), melyek közül itt az adatok vétele folyamán fellépő hibával szembesülünk. Ennek eredményeként teljes sorok maradhatnak ki a normális esetben soronként összeálló képből. Jelen esetben nem maradt ki teljes sor, csak a képpontokra vonatkozó információk tűntek el, a „helyük” azonban megmaradt. Azokban az esetekben azonban, amikor teljes sorok is kimaradnak, a sorhiányok utáni további sorok (és adataik) látszólag közelebb kerülnek a sorhiány előtti területhez, hiszen a földrajzi koordinátákat tartalmazó tömböket a sorhiány nem érinti, azon tömbök ilyenkor is helyesen, normális vételnek megfelelően gyártódnak le. Tapasztalataink alapján a vizsgált évben ez a hiba érdekes módon csak a NOAA-16 műhold vételét érintette, és leggyakrabban csak pár sor hiányzott, alig észrevehetően. Ez a pár km-es eltérés azonban bőven elegendő ahhoz, hogy a NOAA-16/AVHRR adataiból származtatott mennyiségek más forrásokkal összevetve jelentős eltérést eredményezzen. Az észrevehető sorhiányok esetén igyekeztük korrigálni a problémát, azonban ez nem feltétlen jelent tökéletes megoldást, ezért véleményünk szerint az ELTE vevőállomás esetében a NOAA-16 adatait (a 2007-es évben) fenntartással kell kezelni.

Összességében, a 2007-es évre felhasznált 153 NOAA áthaladás között 47 azonos napra eső páros található. A felhősebb napokon azonban a nagyobb rácsméret és a nagyobb átlagolandó képpontok számának beállított feltétele esetén 1-2 nap kiesik. A 47 nap azonos műholdpáronkénti NDVI értékeit egy-egy összesített ábrán ábrázolva a 41. ábracsoporton bemutatottakat kapjuk, ahol soronként eltérő rácsfelbontással és eltérő átlagoláshoz használt feltétellel kapott eredmények szerepelnek. Látható, hogy a különböző rácsfelbontásoknál és feltételeknél egyértelműen erősebb a kapcsolat a NOAA-17 és -18/AVHRR adataiból származtatott NDVI értékek között, mint a NOAA-16-tal előálló párok esetén.

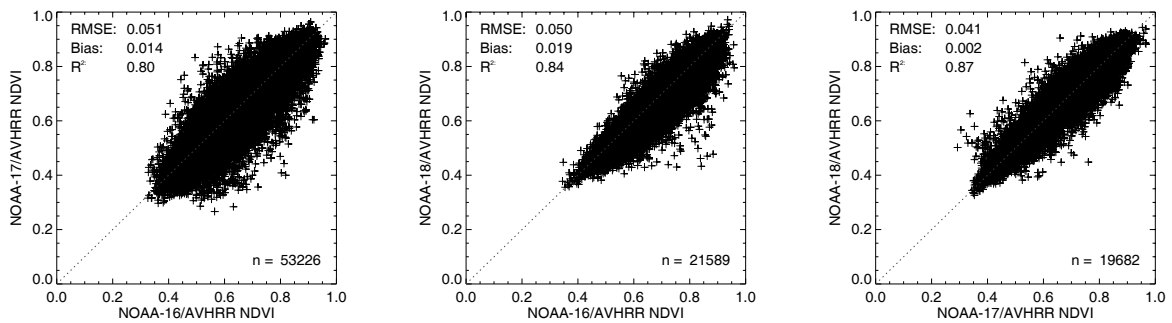
0,1° × 0,1°-os rács 100%-os feltétellel



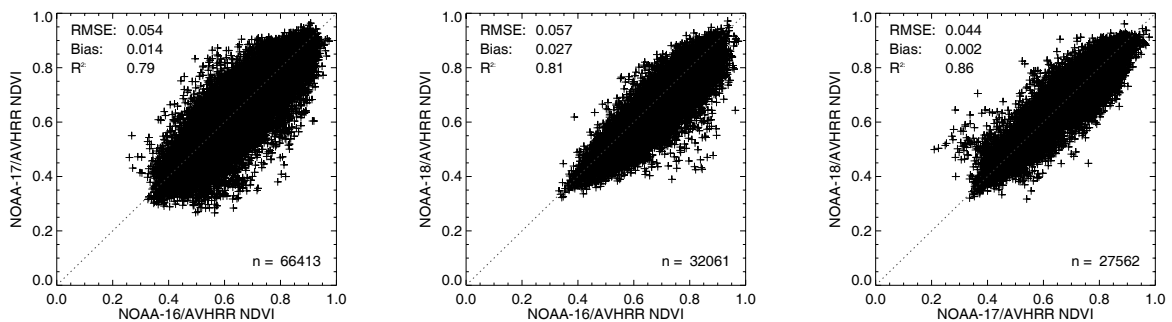
0,1° × 0,1°-os rács 70%-os feltétellel



0,05° × 0,05°-os rács 100%-os feltétellel



0,05° × 0,05°-os rács 70%-os feltétellel

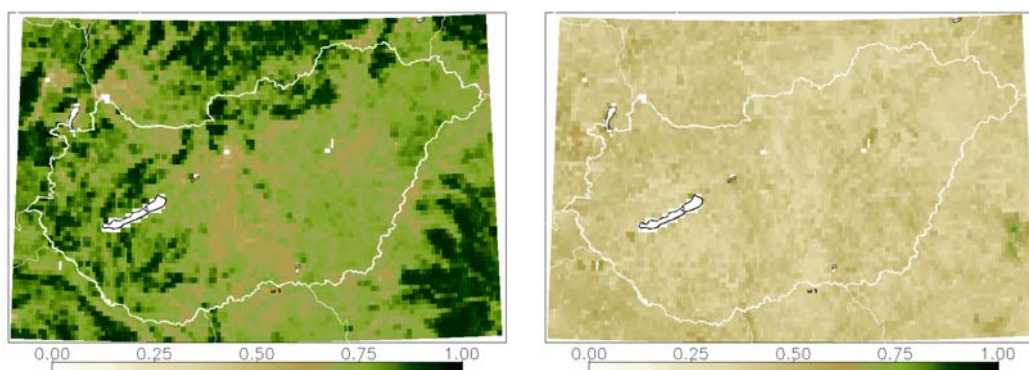


41. ábra

Különböző felbontású (0,1° × 0,1° illetve 0,05° × 0,05°) szabályos rácsra eltérő adatfedettséggel jellemezhető (100% illetve 70 %-os átlagolásra vonatkozó) feltétellel átrácsozott, azonos napról, de különböző műholdak méréseiből származó NDVI adatok közötti kapcsolatok, műholdpáronként: NOAA-16 és -17 (bal oldali képek); NOAA-16 és -18 (középső képek); NOAA-17 és -18 (jobb oldali képek). Az ábrákhoz felhasznált adatpárok mennyiségét „n”-nel jelöltük. A különböző felbontású és feltételű ábrák soronként szerepelnek.

Ez összhangban áll a NOAA-16/AVHRR adataira vonatkozó fent említett geolokalizációs hibával, illetve azzal, hogy a NOAA-16 ún. délutáni pályája kevésbé ideális megvilágítási körülményeket eredményez, mely növeli a származtatott mennyiségek bizonytalanságát. Továbbá elmondhatjuk, hogy a statisztikai kapcsolatokon egyértelmű romlást eredményez (az esetlegesen fennálló geolokalizációs hibák illetve az áthaladások eltérő rácsából adódó, különböző felszíni lefedettség miatt), ha finomabb rácsra interpoláljuk az adatokat, vagy kisebb mértékben, ha az átrácsozás során felhasznált, az átlagolandó mennyiségekre gyengébb adatlefedettségi feltételt választunk. A $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ felbontású rácsra 100%-os (vagyis ha az adott rácsterületen minden érték valós) feltétellel átrácsozott adatok esetén az azonos napra eső, különböző műholdak méréseiből származó átrácsozott NDVI értékek kapcsolata alapján az R^2 -k az esetek kétharmadában 0,8 feletti, míg az átlagos eltérés az átrácsozott NDVI értékek között 0,009, ahol a legkisebb szórás a NOAA-17 és -18 műholdak közötti kapcsolatok esetén áll fenn. Az átlagos eltérés egyúttal az adatok bizonytalanságát is meghatározza, mely így kerekítve 0,01 értékűnek mondható. Megjegyezzük, hogy a fent részletezett, műholdpáronkénti NDVI kapcsolatok viszonylagos nap- illetve műholdzenitszögfüggést mutatnak (vagyis alacsonyabb zenitszögű adatpárokra jobb kapcsolatot kapunk, melyet itt nem mutatunk be).

Lehetőség nyílik az átrácsozott adatokból a vegetációt leíró jellemszámok meghatározására, és annak térbeli ábrázolására is. Ilyen az adott év folyamán előforduló minimális és maximális NDVI érték rácspontonként, illetve a kettő különbsége (ún. *flush*, *Bartholy et al., 2005*). Ezeknek az értéke azonban egyrészt függ az átrácsozáshoz felhasznált rácsmérettől, továbbá a valós minimális értékeket jelentősen módosíthatja a téves hó- és felhőazonosítás. A legjobb éves adatlefedettséget biztosító, és emellett a korábbiak alapján legjobb minőségűnek mondható NOAA-17/AVHRR adataiból képzett, 2007-re vonatkozó éves maximális és minimális NDVI értékekből készült mezőket a 42. ábrán láthatjuk.



42. ábra

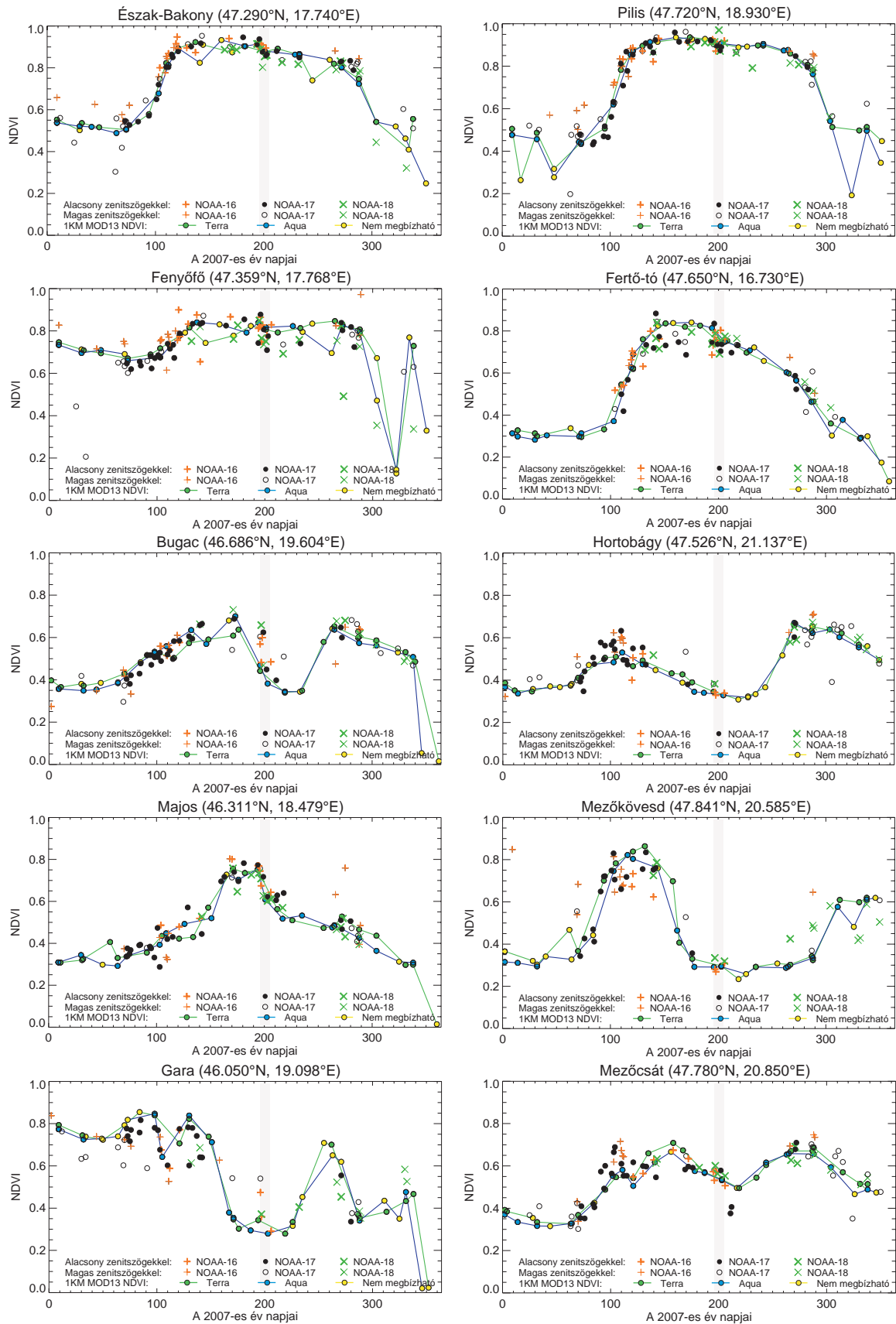
$0,05^\circ \times 0,05^\circ$ felbontású szabályos rácsra 100%-os adatlefedettségi, átlagolásra vonatkozó feltétellel átrácsozott, 2007-ben rácspontonként előforduló maximális (bal oldali kép) és minimális (jobb oldali kép) NDVI értékekből előálló NDVI kompozitmezők.

4.3. A származtatott NDVI értékek verifikálása

A származtatott AVHRR NDVI adatok verifikálásához kézenfekvő a MODIS szenzor választása, így munkánk ellenőrzéséhez a NASA hivatalos MOD13 produktumát használtuk, melyben légkörileg korrigált reflektanciákból meghatározott NDVI (és EVI) adatok szerepelnek (lásd bővebben a 2.3.3. alfejezetet). A produktum több különböző tér- és időbeli felbontással érhető el, melyek közül vizsgálatainkhoz az $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ -es illetve $250\text{ m} \times 250\text{ m}$ -es térbeli felbontásúakat választottuk egyformán 16 napos időbeli felbontással. Az AVHRR rácsánál jobb felbontást jelentő $250\text{ m} \times 250\text{ m}$ -es felbontású adatok választását az indokolta, hogy az $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ -es adatoknál egyáltalán nem biztosított, hogy ugyanazon $\sim 1\text{ km} \times 1\text{ km}$ -es területekre lennének reprezentatívak az adatok, mint amelyre az AVHRR adatok vonatkoznak, ennél fogva érdekességképpen megvizsgáljuk, segít-e az összehasonlításban az, ha finomabb felbontású térbeli adatokat használunk.

Elsőként az eredeti felbontású AVHRR adatokból (adott földrajzi koordinátára) meghatározott éves NDVI menetek 1 km -es MOD13 NDVI értékekkel való összevetésére mutatunk be példákat. A 43. ábrán tíz kiválasztott magyarországi földrajzi koordinátára vonatkozó NDVI éves meneteket láthatunk, ahol az AVHRR illetve a MODIS NDVI értékek is műholdanként külön-külön szerepelnek. MODIS adatok esetén azon értékek, melyek minősége kevésbé megbízható, sárga körrel kerültek ábrázolásra. Az ábracsoport első ábrája ugyanarra az Észak-Bakonybeli pontra vonatkozik, mint amelyre vonatkozó éves NDVI-meneteket a 4.1.2. alfejezetben korábban bemutattunk. A további koordináták pedig a következő területeken találhatóak: a Pilisben, mint szintén lombhullató erdőben; Fenyőfőnél, az Észak-Bakony északi részén található ősfenyvesben; a Fertő-tó déli partjánál található nádasos területen; a Bugacpuszta gyepes területén; a Hortobágy szintén gyepes területén; a Tolna-megyei Majos egy mezőgazdasági parcelláján, ahol 2007-ben kukoricát termeltek (személyesen felismert); a Bükktől délre fekvő Mezőkövesd közelében levő parcellán, ahol az éves menet alapján feltehetőleg őszi gabonát termeltek; a Bajától délre, a szerb határ közelében fekvő Gara település közelében található parcellán, ahol 2007-ben repcét termeltek (valós színezésű MODIS képeink vizuális kiértékelése alapján); illetve a Tisza-tótól északkeletre található gyepes területen.

Az ábrák alapján elmondhatjuk, hogy a kétfajta szenzor NDVI-menetei viszonylag együtt haladnak, azonban még a Terra és az Aqua megbízhatónak besorolt NDVI értékei között is nagy a különbség időnként. A viszonylag sok nem megbízható MODIS NDVI adat (mely mögött akár a felhőzet is állhat) pedig éppúgy megnehezíti a megbízható éves menetek kirajzolódását, mint ahogy azt az AVHRR NDVI értékek esetén láttuk. Fontos azonban megemlíteni, hogy teljes egyezést a két szenzor (MODIS és AVHRR) adataiból származtatott NDVI értékek között nem



43. ábra

Sajátvétél AVHRR adatokból származtatott, és 1 km-es felbontású MOD13 alapú éves NDVI menetek 2007-re tíz különböző földrajzi koordinátára, ahol az AVHRR NDVI értéket az eddigi szimbólumokkal, míg a MOD13 NDVI értéket zöld (Terra) és kék vonallal (Aqua) összekötött körökkel jelöltük.

is kaphatnánk az eltérő képpont lefedettség és szenzorok eltérő csatornáit (azok spektrumbeli elhelyezkedése és sáv szélessége) miatt. Ezt kisebb mértékben, de tovább fokoz, hogy még azonos nevű szenzorok esetén sem egyformák a különböző műholdakon található példányok spektrális válaszfüggvényei, melyek (ahogy az AVHRR-nél már említettük) kihatással vannak a származtatott NDVI értékekre is (Trishchenko *et al.*, 2002; Trishchenko, 2009). Az ábracsoport alapján látható, hogy olyan esetek is előfordulnak, amikor az éves menetből egyértelmű kiugrás egyszerre fordul elő a MODIS és az AVHRR NDVI értékek esetén. Ez előállhat a kevésbé megbízható MODIS NDVI értékek és a zenitszögek miatt szintén nagyobb bizonytalansággal jellemzett AVHRR NDVI értékek együtteséből. De a kiugrás teljesen valós fenológiai viselkedést is leírhat, például a Gara közelében található repceföldön, ahol az év 108-109-edik julián napjára (április 8-9-re) eső Aqua/MODIS és NOAA-16, -17/AVHRR adatok mérésére épp a repce virágzásának idején került sor, közelítőleg 0,2 értékű NDVI csökkenést majd újrafelugrást eredményezve kevesebb, mint 3 hét alatt. A 250 m-es felbontású MOD13 NDVI adatokkal összevetve csekély mértékben módosulnak csak az ábrák (melyet emiatt nem mutatunk be): egyes esetekben rosszabb egyezést, míg más esetben jobb egyezést adva. Utóbbira példa a hortobágyi koordinátára vonatkozó eset, ahol a 250 m-es felbontású MOD13 értékek éves menete (és így a tavaszi maximuma) szinte teljesen megegyezik a saját származtatású AVHRR NDVI-menetével. A tíz földrajzi pontra megvizsgáltuk, hogy milyen kapcsolat van azon értékek között, amelyek ugyanazon napon történt mérésből erednek, vagyis a Terra és az Aqua NOAA-16, -17, -18 műholdakkal közös elemeit páronként vizsgáltuk. Az így előállt 6 párosítás alapján elmondhatjuk, hogy kapcsolataikra sem műholdpárok alapján, sem a MOD13 NDVI adatok felbontására alapján nem igazán lehet határozott megkülönböztetést tenni. Az átlagos eltérések -0,01 és 0,025 közöttiek, az RMSE értékek 0,035-0,065 közöttiek, a korrelációs együtthatók négyzetei (R^2) pedig 0,89-0,98 közöttiek. Kivételt képez talán ez utóbbi jellemző, mely alapján a NOAA-18 adatai jobb kapcsolatot mutatnak mind a Terra és mind az Aqua adataival.

Természetesen ezen korlátozott érvényességű, egy-egy pontra vonatkozó éves menetek közötti kapcsolatok nem reprezentatívak a MOD13 és saját származtatású AVHRR NDVI értékek közötti kapcsolatra, ezért a nagyobb léptékű összevetés egyik módja ismét az adatok átrácsolása lenne. Bár a MOD13 16 napos kompozitadatokat is könnyedén át lehet rácsolni tetszőleges (például az AVHRR adatoknál választott) rácsra, azonban kompozitadat révén egyrészt értelmét vesztené a hozzájuk tartozó zenitszög-információk és az adatok eredetére utaló dátum, másrészt megnehezítené a napi felbontású sajtóvetelű, átrácsolott AVHRR adatokkal való összevetést. Az elengedhetetlen számszerű összevetéshez ezért a következőket tettük. Először az adott év összes 16 napos, 1 km × 1 km felbontású MOD13 kompozit NDVI mező esetében

egyenként megvizsgáltuk, hogy a felhasznált 153 NOAA áthaladásból melyek azok, melyek mérési időpontjaik megfelelnek a MOD13 kompozitmezőket alkotó MODIS mérések időpontjainak (mely nem feltétlen jelent 16 különböző napot). Ezután az azonos napra eső AVHRR és MODIS mezőket hasonlítottuk össze úgy, hogy csak azokat az AVHRR-MODIS képpontpárokat vettük figyelembe, melyekre igaz volt egyrészt, hogy a közöttük levő földrajzi távolság kisebb, mint 100 méter, másrészt amelyeknél az AVHRR adathoz tartozó műholdzenitszög 30° alatti volt (vagyis ahol az AVHRR képpont nyújtottsága még relatíve elhanyagolható). Bár ezzel a két feltétellel jelentősen lecsökkentettük az összehasonlítható adatok számát, ugyanakkor biztosítottuk, hogy közelítőleg ténylegesen csak az azonos területről információt nyújtó adatokat hasonlítsuk össze. Az összehasonlítást egyaránt elvégeztük a Terra és az Aqua méréseiből előállt MOD13 kompozitmezőkre is, összesen rendre 62 illetve 31 közös adatú nap alapján. Eredményeink szerint a Terra/MODIS származtatott mennyiségek kapcsolatára az átlagos eltérés 0,005 értékű, míg az Aqua/MODIS esetén -0,01, ám az individuális esetek, az adott napok során előállt átlagos eltérései sem nagyobbak, mint $\pm 0,04$. Az RMSE értékei szinte azonosak a két műhold esetén ($\sim 0,078$). A kapcsolatokat jellemző R^2 -k között sok esetben fordulnak elő magas értékek is, azonban mindkét műhold esetén csak az esetek kb. felénél nagyobb, mint 0,6. Ennek oka feltehetőleg az AVHRR geolokalizációjának pontatlansága, másrészt az, hogy a különböző szkennelési rácsokból adódóan még pontos geolokalizáció esetén sem lenne biztosított, hogy pontosan ugyanarról a területről eredő radianciákból származtatott NDVI értékeket hasonlítsunk össze. Harmadrészt pedig nem véletlen, hogy a szofisztikált kompozitálási eljárások nem egyszerűen az adott időintervallum alatt előforduló maximum NDVI értékeket adják vissza, hanem a minden szempontból tökéletes (körülményekkel jellemezhető) mérésből származtatottat, kifejezvé, hogy nem minden mérésből meghatározott mennyiségek tekinthetők relatíve tökéletes, a valóságot teljesen jól visszaadó eredménynek. Az eredmények NOAA-műholdanként szétválasztva kevésbé adnak egyértelmű következtetésekre lehetőséget, mely mögött feltehetőleg a közös napok jelentősen eltérő darabszáma lehet. Ennek ellenére a NOAA-18/AVHRR méréseiből származtatott NDVI értékek Terra/MOD13 értékekkel való kapcsolata adja a legkisebb átlagos eltérést, RMSE-t, és a legjobb R^2 -t. Az Aqua/MOD13 esetén a pár nappól álló kapcsolatot nem tekintjük reprezentatív eredménynek.

Az eredmények helyes értelmezésénél nem szabad elfelejteni azt sem, hogy még a MODIS adatokból származtatott MOD13 NDVI értékek sem jelenthetnek abszolút referenciát. Ennek oka egyrészt a mérés technikában keresendő, másrészt pedig az inverz problémát jelentő sugárzásátviteli rendszerben, mely alapján a légkör „felett” mért radianciákból felszíni radianciát próbálunk származtatni. Az ebből eredő bizonytalanságokat növeli az a tény, hogy bár a végső

MOD13 produktum szabályos (pl. $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ felbontású) rácstra kerül interpolálásra, de a mérések szabálytalan rácson történtek, így szintén nem biztosított a rácspontokra vonatkozó egységes, azonos IFOV. Ennek következtében érdemes az $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ felbontású Terra/MOD13 és az Aqua/MOD13 NDVI értékei közötti kapcsolatot is megvizsgálni. A vizsgálatot a 16 napos kompozitképenként végeztük úgy, hogy az év minden napjára megvizsgáltuk, tartalmazznak-e a Terra/MOD13 és az Aqua/MOD13 kompozitok aznapról eredő adatokat. Az összehasonlításhoz pedig értelemszerűen csak azon rácspontokra vonatkozó adatokat használtuk fel, melyek esetén mind a Terra, mind az Aqua méréseiből előállt MOD13 valós, aznapra eső és megbízható értékeket tartalmazott. Magyarország szűk térségét (lásd a 38. ábrán fehérrel jelölt keretet) vizsgálva a 2007-es évben 164 ilyen közös-adatú nap volt. Az általuk kijelölt összesen $\sim 1,2$ millió adatpár alapján az $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ felbontású Terra/MOD13 és az Aqua/MOD13 NDVI értékek közötti kapcsolatra $0,028$ RMSE-t, $0,009$ értékű átlagos eltérést kaptunk $0,97$ -es R^2 -tel, ahol a 164 közös adatú napból 158 esetén az R^2 nagyobb, mint $0,90$, 41 esetén pedig nagyobb, mint $0,98$.

A kapott $0,009$ -es átlagos eltérés, mint az $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ felbontású MOD13 NDVI értékek bizonytalansága szinte pontosan megegyezik a különböző NOAA műholdak AVHRR szenzorainak adataiból származtatott NDVI értékek bizonytalanságával. Az adatok közötti kapcsolat pedig tapasztalataink alapján viszonylagos függést mutat a nap- és műholdzenitszögek értékeire (vagyis alacsonyabb zenitszögű adatpárookra jobb kapcsolatot kapunk). Ennek megfelelően nagy Terra/MODIS zenitszög esetén az átlagos eltérés a $0,009$ -es értéknél nagyobb lesz, vagyis szinte minden adatpár esetén a Terra/MODIS ad magasabb NDVI értéket. Nagy Aqua/MODIS zenitszög esetén az átlagos eltérés lecsökken, és átvált negatívvá, vagyis egyre több adatpár esetén az Aqua/MODIS ad magasabb NDVI értéket. A napzenitszögektől való függés kevésbé különíthető el műholdanként, ugyanis értéke részben az év napjának függvénye. Azonban mivel a műholdpálya is meghatározza, így alacsony Terra/MODIS napzenitszögek esetén az átlagos eltérés ismét pozitív irányba tolódik, míg az Aqua/MODIS esetén fordítva, negatív irányba. A $250\text{ m} \times 250\text{ m}$ felbontású MOD13 adatok esetén határozottan gyengébb kapcsolatot kaptunk: $0,057$ értékű RMSE-t, $0,021$ értékű átlagos eltérést $0,92$ -es R^2 -tel, ahol a 186 közös adatú napból csak 22-re áll fenn, hogy az R^2 nagyobb, mint $0,9$.

A sajátvétélű AVHRR adatainkból is készíthetnénk több napra vonatkozó kompozitképeket, azonban a sajátvétélű műholdas adatok előnye éppen az az időbeli felbontás, mellyel a publikusan elérhető kompozitképek nem rendelkeznek. Az eredeti térbeli felbontás esetén a földrajzi azonosítás során fellépő esetleges hibák miatt saját NDVI meneteink ugyan zajosabbak lehetnek (lásd a 4.1.2. alfejezetet), azonban ennek ellenére ez az a szint, ahol adataink

eredeti tér- és időbeli felbontását ki lehet használni. A MODIS-ra vonatkozó 16 napos kompozitképekhez hasonló AVHRR NDVI kompozitképek készítésének csak az azzal történő összehasonlítás miatt lenne értelme, hiszen az AVHRR-t hordozó műholdak pályaismétlődése ezzel a 16 nappal nem egyezik meg. Ez a kompozitkészítés alapjául szolgáló MVC eljárást is érintené, ráadásul a MODIS vegetációs indexeknél felhasznált eljárás továbbfejlesztett CV-MVC algoritmust szofisztikáltsága miatt nehéz lenne adaptálni (Huete *et al.*, 1999).

Érdeemes megemlíteni, hogy a közvetlen vételű, valós idejű, 2-es szintű MODIS adatainkból is lehetőségünk van NDVI adatok származtatására, melynek alapja ismét a légkörileg korrigált reflektanciák előállítása. A hivatalos MOD09 légkörileg korrigált reflektanciák előállításával teljesen identikus MOD_PR09 szoftver segítségével az NDVI értékek előállítása így a felhasználók szempontjából egyszerűbb, mint a NOAA/AVHRR adatokból való származtatása. Ez azonban nem meglepő, hisz a MODIS szenzor AVHRR szenzoron túlmutató fejlettsége és korszerűsége már együtt jár az adatok feldolgozásában a felhasználókat segítő kiforrott szoftverekkel, melyek létét és használatát a jelen dolgozatban is szemléltettünk már (lásd 2.3.4. alfejezet). A MOD_PR09 (kivételesen önmagában nem publikus) szoftverrel azonban idáig csak keveset foglalkoztunk, ezért használata egyelőre a jövőbeli terveink között szerepel csak. Példaként a 44. ábrán bemutatjuk az Aqua/MODIS így előállított 2007. július 17-ei 1 km × 1 km-es NDVI mezőjét (összhangban a 38. és 39. ábrán bemutatottakkal), azonban komolyabb statisztikai vizsgálatokba most nem kívánunk belemenni. Az adatok helyes használatához a közvetlenvételi adatokból külön meghatározott felhőmaszkra is szükség van (lásd a 2.3.5. alfejezetet), mely alapján a felhősnek (és nyílt vízfelületnek) ítélt képpontokat feketével jelöltük.



44. ábra

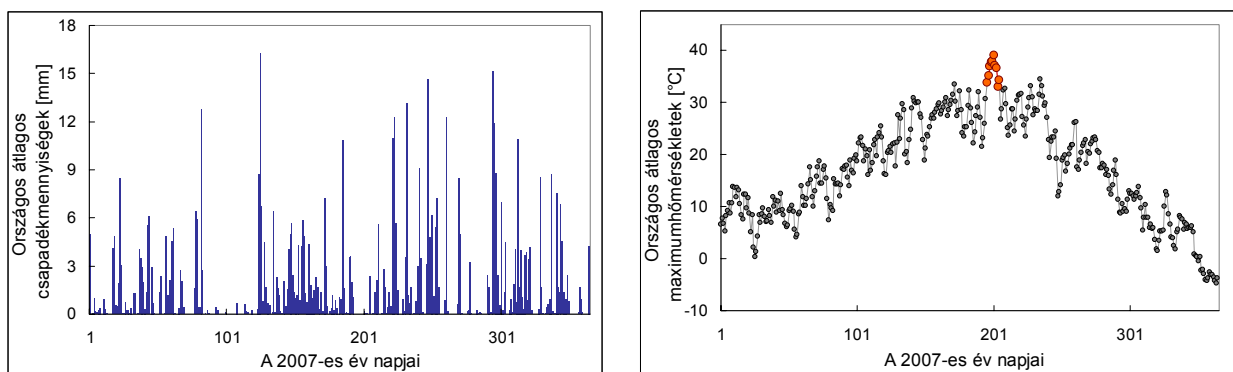
Közvetlen vételű Aqua/MODIS adatokból meghatározott 1 km × 1 km-es NDVI mező 2007. július 17-én (~12:15 UTC). A felhőket és nyílt vízfelületeket feketével jelöltük.

Eredményeink alapján a jobb megvilágítási körülmények és a jobb földrajzi azonosítási lehetőségek miatt mindig javasolt a „fiatalabb” műholdak – jelen esetben a NOAA-17 és -18 – AVHRR adatainak használata, szemben a régebbiekekkel, pl. NOAA-16-tal.

4.4. Esettanulmány: a 2007-es nyári hőhullám

A légköri és irányfüggőségi korrekció útján előállított, sajátvételű AVHRR adatokból származtatott NDVI értékeink felhasználására mutatunk be egy példát a következőkben.

A 2007-es év globálisan és a Kárpát-medencében is kiemelkedően meleg év volt. 2006 szeptemberétől 2007 augusztusáig Magyarországon minden hónap országos átlagos hőmérsékleti anomáliája pozitív volt, melyhez hasonló 1901 óta nem fordult elő hazánkban (*Schlanger et al., 2007; Bartholy és Kern, 2008*). Az év időjárása Magyarországon több szempontból is szokatlan volt. A növényzet tenyészidőszakának kezdetét jelentő április gyakorlatilag csapadék nélkül telt el. Július 15 és 24 (az év 196. és 205. napjai) között pedig egy erőteljes hőhullám volt megfigyelhető az országban, mely során Kiskunhalason 41,9°C-kal megdőlt az addigi magyarországi abszolút hőmérsékleti rekord. A júliusi hőhullám alatt egyáltalán nem volt csapadék az országban. Ennek következtében (feltehetően a vegetáció fokozatos kiszáradásával) nagyon erős aszály helyzet alakult ki, így a hőstressz mind a mezőgazdasági és erdei, mind a városi növényzetet károsan érintette. A 2007-es országos átlagos (mért) napi csapadékmennyiségek és maximumhőmérsékleteket a 45. ábrán láthatjuk, ahol a júliusi hőhullám időszakát szürke oszloppal jelöltük.



45. ábra

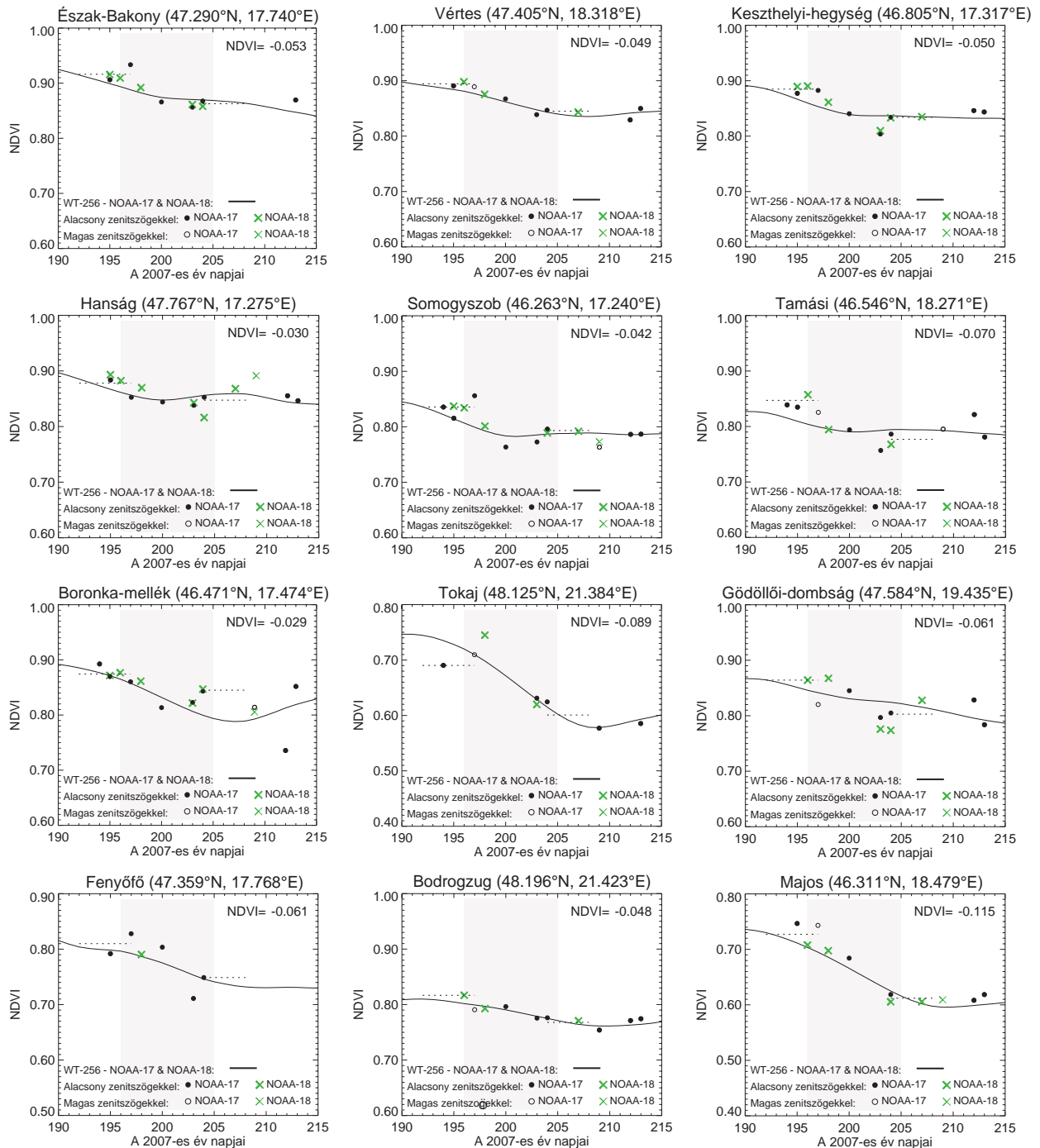
Országos szintű átlagos napi csapadékmennyiségek (bal oldali kép) és napi maximumhőmérsékletek (jobb oldali kép) 2007-ben, Magyarországon (forrás: OMSZ)

Az utóbbi 150 év globális melegedésének egyik következménye a hőhullámok gyakoriságának növekedése, melyre példa a 2003-as Nyugat-Európai hőhullám (*Schär et al., 2004; Ciais et al., 2005*), vagy a 2010-es oroszországi hőhullám (*Barriopedro et al., 2011*). Magyarországon megfigyelhető éghajlati tendenciák közé tartozik a csapadék mennyiségének csökkenése és időbeli eloszlásának változása. A csökkenő csapadékmennyiség szárazságokat és aszályt okoz, melyek súlyos károkat eredményeznek a mezőgazdaságban.

A növényzet hőhullám utáni és előtti vegetációs indexének jelentős különbsége jelzi a hőhullám okozta állapotromlást, klorofill-vesztést és a levelek elszáradását. Ennek kimutatására,

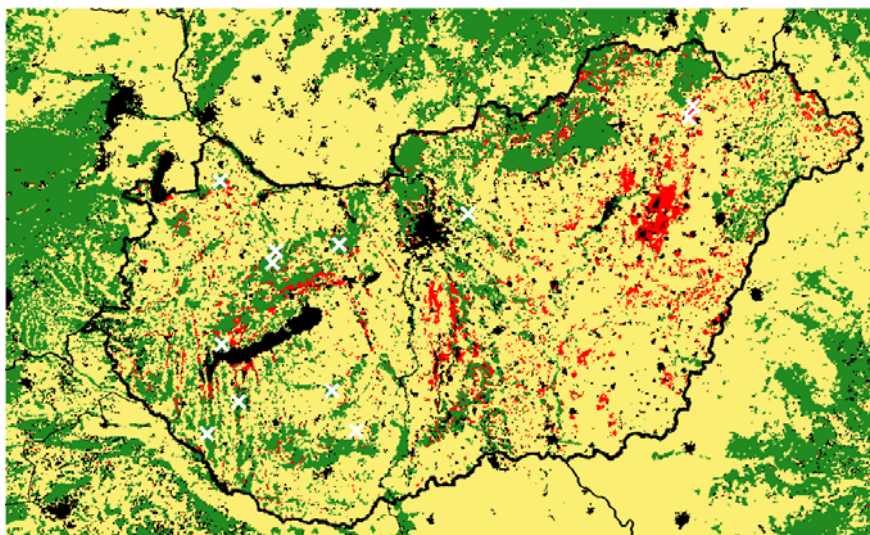
ahogy a következőkben bemutatjuk, tökéletesen alkalmasak a meteorológiai műholdak $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ -es felbontású, napi szintű adatai. A 36. és a 43. ábrán bemutatott, adott koordinátára vonatkozó éves AVHRR/NDVI menetek többsége tükrözi a hóhullám hatását az NDVI csökkenéseként. Kivételt képeznek azon menetek, ahol az NDVI nagyobb léptékű csökkenése a természetes fenológiai ciklusnak (pl. érésnek, vagy a gyepek kiégésének) vagy emberi beavatkozásnak (pl. aratásnak) megfelelően már hamarabb elindult. Emiatt a hóhullám hatásának elkülönítésére felszínborítottsági adatbázis használatával kerülhet sor, ahol a mezőgazdasági területek és gyepek „természetes” NDVI csökkenése szétválasztható az erdők állapotában bekövetkező, hóhullám hatására létrejött romlástól. Országos területi összehasonlításokra csak az átrácsozott adatokból lenne lehetőségünk, melyek (az összehasonlításhoz elengedhetetlen) azonos térbeli rácson találhatóak. Tekintve azonban, hogy a felhőzet jelen esetben (is) meglehetősen szabdalttá teszi a származtatott mennyiségek mezejét, ezért országos területi (hóhullám előtti és utáni állapotra vonatkozó) összehasonlításokra alig van lehetőségünk. (Megjegyezzük, hogy pontosan emiatt alkalmaznak kompozit-készítési eljárásokat. Ha a vizsgált esemény előtt és után nem volt egy-egy teljesen derült nap, akkor a területi változásokról információt csak a kompozitképek alapján adhatunk, melynek hátrányairól a későbbiekben még szót ejtünk.) Ennél fogva a következőkben az eredeti felbontású adatokból meghatározott, hóhullámra vonatkozó NDVI meneteket fogunk csak bemutatni. A 46. ábracsoporton adott koordináták körüli 3×3 -as területek átlagolt NDVI-meneteit láthatjuk (ahol az átlagolással az adatsorok zajosságát próbáltuk csökkenteni). Az ábracsoporton már csak a NOAA-17 és -18/AVHRR adataiból származtatott NDVI értékeket tüntettük fel (a NOAA-16/AVHRR adatai nélkül). Folytonos vonallal e két műhold éves (és megfelelő zenitszögű) adataira illesztett, wavelet-transzformált görbét ábrázoltuk (ahol ha adott napon mindkét műholdtól elérhető volt felhasználható adat, akkor az egyszerűség kedvéért a kettő átlagát vettük). Az ábrákon szaggatott vonal jelöli a hóhullám előtti és utáni 6-6 napos időszakok átlagos NDVI értékeit, ahol a vonal állandó (hat napot átölelő) hossza mutatja az átlagoláshoz felhasznált időszakok hosszát. Az így meghatározott (hóhullám előtti és utáni átlagos) NDVI értékek különbségét szintén feltüntettük az ábrákon. A választott területek közül az első kilenc (Bakony, Vértes, Keszthelyi-hegység, Hanság, Somogyszob, Tamási, Boronkamező, Tokaj és Gödöllői-dombság) lombhullató erdőre; Fenyőfő örökzöld erdőre; Bodrogszeg térsége füves-erdős árterületre; Majos pedig kukoricát termelő mezőgazdasági területre vonatkozik. A bemutatott földrajzi pontok helyzetét a 47. ábrán szemléltetjük fehér \times -kel jelölve, ahol a háttérkép az általunk feljavított (lásd a 3.2. alfejezetet) MODIS felszínborítottsági adatbázis. Eredményeink alapján a hóhullám hatása a közelítőleg napi felbontású adatokból szinte napról-napra kivehető, és a 9 napos periódus alatt bekövetkező változások nagyobbak, mint az

NDVI értékeinkre meghatározott bizonytalanság. Az ilyen „finom” változások detektálásához értelemszerűen elengedhetetlenül fontos a precíz és aktuális meteorológiai bemenő adatokon alapuló légköri korrekció. Vizsgálatainkat alapján a kiválasztott pontok (0,053 értékű) átlagos NDVI csökkenésén alig változtat, ha a 3×3 képpontos területi átlagolás helyett 5×5 -öst, vagy csak 1 pontra vonatkozó adatokat használunk.



46. ábra

Sajátvételi AVHRR adatokból származtatott éves NDVI menetek 2007-re tízenkettő különböző földrajzi koordináta 3×3 képpontot magába foglaló térségére, ahol az AVHRR NDVI értékeket a korábban is alkalmazott szimbólumokkal jelöltük. A folytonos vonal a NOAA-17 és -18 műhold adataira 256-os levágási frekvenciájú *wavelet*-szűrővel illesztett görbét jelöli.



47. ábra

A 46. ábracsopoton szereplő éves menetek helyszínei a feljavított MODIS felszínborítottsági adatbázison.

A bemutatott fenyőfői és a (hely hiány miatt) be nem mutatott terézalmi időbeli menetek alapján az örökzöld fenyveseket ugyanúgy károsan érinti a hóhullám, mint a lombhullató erdőket. Az érdekességképpen bemutatott majosi kukoricaföldek esetén pedig személyes tapasztalatunk alapján igazolhatjuk, hogy a kukorica termés szinte teljesen megsemmisült a hóhullám hatása alatt. Ehhez kapcsolódik a Központi Statisztikai Hivatal adata, mely alapján a kukorica éves országos 3676 kg ha^{-1} értékű termésátlaga majdnem a fele volt a 2004-2006-os és 2008-2009-es évekhez képest. A júniusi-júliusi aratású gabonákat a hóhullám nem érintette.

Vizsgálataink alapján a hegyvidéki erdők esetén más eredményeket kaptunk. Egyrészt a domborzat általi sugárzásmódosító hatás (lásd a 4.1.2. alfejezet alatt felsorolt bizonytalansági tényezők közül a (6)-ost) miatt kevésbé kaptunk simított időbeli meneteket. Másrészt pedig a fennsík jellegű területek eredményei alapján úgy tűnik, a magasabban fekvő erdőket kevésbé vagy egyáltalán nem viselte meg a hóhullám, hiszen az a magasabban fekvő területeken kevésbé volt extrém. (A hóhullám hatásának tengerszintfeletti magasságtól való függése nyilvánvaló.)

Szemben a napi felbontású adatokkal, a kompozit-eljárással készülő produktumok (pl. MOD13 vegetációs indexei) azonban pont a szofisztikált kompozitkészítési algoritmusai miatt nem teszik lehetővé a (pl. 16 napnál) rövidebb időintervallum alatt bekövetkező változások tanulmányozását. Ennek oka, hogy adott kompozitkép minden egyes adata a felhasznált időintervallum bármelyik (más-más) napjáról eredhet. A 2007. júliusi hóhullám pontosan a középebe esik az aktuális 16 napos Terra/MODIS-ra vonatkozó kompozit-periódusnak, mely július 12-27 közötti. Így a hóhullám vegetációra gyakorolt hatásának vizsgálatát a MOD13 vegetációs indexekkel csak az ezt megelőző, és az ezt követő kompozitképek különbségeként tanulmányozhatjuk. Ez alapján az országos NDVI változás az adatok 99,95%-ára $-0,4$ és $0,2$

közötti, ahol az ország adattal rendelkező (~82%-nyi) területének 91%-án átlagosan 0,083 értékű csökkenés mutatható ki (a fennmaradó 9%-nyi területen növekedés volt detektálható) (Kern *et al.*, 2008a). Ez azonban a különböző periódushosszak (17-47 nap) miatt a hóhullám hatására nem reprezentatív eredmény, illetve más, korábban említett hatásokat is magában foglalhat, melyek nem a hóhullám hatásai (pl. aratás). Az Aqua/MOD13 esetében a hóhullám eleje és vége már két különböző kompozit-periódusba esik, azonban mivel képpontonként itt is eltérő periódushosszak lehetnek (1-31 nap), ezért véleményünk szerint ez sem megfelelő az ilyen rövid időszak alatt végbemenő változások detektálására. A két 16 napos Aqua/MOD13 kompozitképek alapján az országos NDVI változás az adatok 99,99%-ára -0,4 és 0,2 közötti, ahol az ország adattal rendelkező (~98%-nyi) területének 93%-án átlagosan 0,064 értékű csökkenés mutatható ki. A 250 m × 250 m felbontású adatok esetén hasonló eredményeket kaptunk, kivéve a csökkenő NDVI értékű területek nagyságát: ~10%-kal kisebb területeken mutatható csak ki a csökkenés.

Végezetül megvizsgáltuk a MOD13 NDVI adatok alapján azt is, hogy felszínborítottsági adatbázis alapján az adott fő felszín típusok esetén mekkora volt külön-külön az országos NDVI-változás. Ehhez az általunk feljavított (lásd a 3.2. alfejezetet) 1 km × 1 km felbontású MODIS felszínborítottsági adatbázist használtuk. Eredményül a Terra/MOD13 NDVI adatok alapján erdőkre 0,056, gyepekre 0,091, és mezőgazdasági területekre 0,09, míg az Aqua/MOD13 NDVI adatok alapján erdőkre 0,042, gyepekre 0,061 és mezőgazdasági területekre 0,072 átlagos csökkenéseket kaptunk (ahol nem szabad elfelejteni, hogy a hiányzó értékek miatt az eredmények nem a teljes országra vonatkoznak). Látható, hogy szemben az Aqua/MOD13-mal a Terra/MOD13 NDVI adatok nagyobb NDVI csökkenést mutatnak a hozzájuk tartozó nagyobb lehetséges időablakok miatt. A saját származtatású AVHRR/NDVI alapján a 12 térségre meghatározott, átlagosan 0,053 értékű csökkenés ezzel összhangban van, hisz alacsonyabb fekvésű erdőkre vonatkozik, melyeket a hóhullám feltételezhetően jobban sújtott. A vizsgálatokat akár domborzati modell alkalmazásával is ki lehetett volna terjeszteni, azonban jelen hóhullám előtti és utáni MOD13 kompozitképeken a magashegységeink zöme hiányzó értékűként szerepel, mely a vizsgálatot értelmetlenné teszi.

Vizsgálataink alapján elmondhatjuk, hogy az egyes meteorológiai jelenségek (pl. hóhullám) vegetációra gyakorolt hatását a saját származtatású AVHRR/NDVI adatok alapján jól lehet detektálni a saját korlátain belül. Jelen esetben a vegetációra gyakorolt hatás nagyságrendileg megegyezik a hivatalos MOD13 NDVI értékek alapján számoltakkal, azonban szemben azokkal a napi felbontású AVHRR/NDVI előnye abban rejlik, hogy időbeli felbontása miatt pontosan beazonosítható, hogy a változás mikor indult el, ezáltal pedig következtethetünk arra, hogy mi okozhatta. A MOD13 adatok alapján ilyen finom időbeli beazonosításra nincsen mód.

5. Összefoglalás

Műholdas távérzékeléssel nyert multispektrális adatokból számos meteorológiai, klimatológiai, levegőkörnyezeti, geofizikai, biológiai, ökológiai, agronómiai és környezetvédelmi információ is kinyerhető. Ezen adatok jelentősége az utóbbi évtizedekben megjelenésük óta folyamatosan nőtt és a származtatott információ napjainkra már nélkülözhetetlenné vált. A szárazföldi növényzet állapotának és mennyiségének leírására a műholdas sugárzásmérő műszerek csatornáit által mért mennyiségek kombinálásával különböző vegetációs indexeket hoztak létre, melyek közül az egyik legismertebb az AVHRR adataiból előállított NDVI. Az AVHRR/NDVI vegetációs indexet optimális esetben a műholdas szenzor által mért, de légköri korrekción átesett adatokból célszerű előállítani. A légköri korrekció magában foglalja a légkör sugárzásmódosító hatásainak a leválasztását. Kivitelezésére számos eljárás létezik, melyek különböző, a légkörre jellemző információt igényelnek. Tekintve, hogy a NASA MODIS adatai a fent részletezett mennyiségek becslésére elvileg alkalmasak, ezért munkánkban megkíséreltük e két szenzor adatainak együttes használatát. Munkánk alapjául az ELTE TTK műholdvevő állomása által vett adatok szolgálnak. Munkánk legfontosabb eredményeit az alábbiakban foglaljuk össze.

1. Hazánkban elsőként alkalmaztunk MODIS adatokat a NOAA/AVHRR adatok légköri korrekciójára.
2. A légköri korrekció kivitelezéséhez komplex, sok lépéssel magába foglaló adatfeldolgozó rendszert hoztunk létre a sajátvételű nyers AVHRR és MODIS adatok feldolgozására. MODIS adatok esetén a kiépített rendszer teljesen automatikus, mely a nyers adatok fogadásától, feldolgozásától (és archiválásától) kezdve valós idejű meteorológiai produktumok származtatásán át numerikus időjárás előrejelző modellbe való asszimilálásig dolgozza fel az adatokat, a legfrissebb és legkorszerűbb hivatalos NASA szoftverekkel.
3. Elvégeztük a nyílt forráskódú SMAC légköri korrekciós modell adaptálását és érzékenységi analízisét a legkisebb négyzetek módszerén alapuló linearizálást felhasználó, *Monte Carlo* alapú szimulációs módszerrel. Relatív érzékenységi vizsgálataink alapján a következő eredményeket kaptuk a lehetséges felszíni reflektanciaérték tartományokra: az AVHRR/1-es csatorna esetén az aeroszol részecskék szórásának (40-63%), a megfigyelés- (15-28%), a napzenitszög (19-22%) és a relatív azimutszög (2-8%) módosító hatásának, illetve kisebb mértékben az ózon elnyelésnek (0-2%), míg az AVHRR/2-es csatorna esetén a vízgőz elnyelésének (0-86%), az aeroszol részecskék szórásának (1-68%), illetve kisebb mértékben a megfigyelés zenitszögének (14-23%) van jelentős szerepe, ahol ezen hatások pontos értéke a mért reflektanciaérték függvénye. Abszolút érzékenységi analízisünk alapján akár -33%-os változást is okozhat a korrigált reflektancia értékében a legnagyobb relatív szerepű aeroszol optikai

mélység előfordulási tartományának 10%-os megváltoztatása (mellyel az aeroszol optikai mélység bizonytalanságát fejezhetjük ki). Eredményeink alapján tehát az aeroszol optikai mélység és a vertikálisan integrált vízgőz hatása a legjelentősebb abban a két csatornában, melyek adataiból az NDVI vegetációs index származtatása történik.

Munkánk során célul tűztük ki, hogy az AVHRR adatok légköri korrekcióját más adatforrásoktól (például numerikus időjárás előrejelző modellek eredményeitől) függetlenül, pusztán az elérhető MODIS adatok alapján végezzük el. Ennek értelmében a SMAC számára szükséges mind a négy meteorológiai változót MODIS adatokból határoztuk meg. A MODIS adatokból (a NASA ún. 5-ös szintű összegyűjtésének (C5) megfelelő algoritmusokkal) származtatott, $0,55 \mu\text{m}$ -re vonatkozó aeroszol optikai mélységet illetve a légoszlop vertikálisan integrált vízgőz- és ózontartalmát részletesen megvizsgáltuk annak eldöntése érdekében, hogy vajon megalapozott-e a MODIS adatokból származtatott mennyiségek használata. A legfontosabb következtetéseket az alábbiakban foglaljuk össze.

4. A $0,55 \mu\text{m}$ -re vonatkozó aeroszol optikai mélység (AOD) változékonyságát két év, összesen 306 darab Terra/Aqua áthaladás MODIS adatából számszerűsítettük Magyarország területére. Az átlagos területi átlag $\sim 0,17$ -nek, az 5 és 95%-os percentilisek alapján meghatározott átlagos területi változékonyság pedig $0,23$ -nak adódott. Előbbi közel áll a $0,2$ értékű kontinentális átlagértékhez. A napi változékonyságot jellemző napi abszolút maximum és minimum AOD értékek különbségére $\sim 0,41$ -et, míg Budapest átlagos AOD értékéül $\sim 0,3$ -at kaptunk. A kapott eredmények alapján erősen javasolt az aktuális időponthoz tartozó AOD értékek használata, melyre a MODIS adatok jelenleg az elérhető legjobb forrásnak számítanak. Meghatároztuk továbbá az átlagos AOD mezőt $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ -os térbeli felbontásban a Kárpát-medence tág térségére mind a 2007-es és mind a 2008-as adatok alapján, melyet reprezentatív eredménynek tekinthetünk hazánk AOD klimatológiájáról a vizsgált években.
5. Minden évszakot átölelő, 152 darab Terra és Aqua áthaladás MODIS adatiból két különböző (infravörös, IR; és közeli infravörös, NIR) módszerrel származtatott vertikálisan integrált vízgőz (IWV) mennyiségeket összevetettük rádiószondás felszállásokból eredő, illetve az ECMWF numerikus időjárás előrejelző modell analízis és rövidtávú IWV előrejelzési értékeivel a Kárpát-medence térségére. A 124 derült nap 356 rádiószondás felszállásából eredő IWV-hez viszonyítva a MODIS NIR IWV-re $2,19 \text{ mm RMSE}$ -t és $-0,86 \text{ mm}$ átlagos eltérést ($R^2=0,94$), míg a MODIS IR IWV esetén $2,74 \text{ mm RMSE}$ -t és $-0,48 \text{ mm}$ átlagos eltérést kaptunk ($R^2=0,88$). A rádiószondás adatok nappali száraz alulbecslését figyelembe véve azonban a MODIS NIR IWV-vel összevetve már kisebb átlagos eltérést kapunk, mint a MODIS IR IWV esetén, mely alapján MODIS NIR IWV-t jobb minőségűnek mondhatjuk. A

rádiószondás IWV értékeket különböző időpontokra vonatkozó ECMWF analízis és előrejelzési mezők értékével összevetve bár jobb eredményt kaptunk (a majdnem azonos időpontra vonatkozó rádiószondás mérés és modelleredmények miatt), azonban a különbség (a légköri korrekcióhoz való felhasználáshoz mérten) nem jelentős. Az IWV napi menetét vizsgálva (amely befolyásolhatja az eltérő időpontokban áthaladó műholdak adatainak kombinálását) a korábbi publikációkkal hasonló nagyságrendű IWV növekedési rátát kaptunk a délelőtti órákban a NIR IWV ($0,54 \text{ mm h}^{-1}$) és az ECMWF előrejelzési ($0,21 \text{ mm h}^{-1}$) adatok alapján, míg az IR IWV és ECMWF analízis adatok alapján jóval kisebb értékeket kaptunk (rendre $-0,02$ és $0,025 \text{ mm h}^{-1}$).

6. A 2007-es MODIS adatokból származtatott vertikálisan integrált ózonértékeket és az ózonszám mérés legkorszerűbb műholdas eszközének – az Aura fedélzetén található OMI – adatait verifikáltuk földfelszíni megfigyelésekkel, a Budapesten található Brewer spektrofotométer méréseivel. Eredményül a Terra/MODIS mérésének időpontjára interpolált felszíni és a Terra/MODIS ózonadatok közötti kapcsolatára $26,06 \text{ DU RMSE-t}$, és $-16,77 \text{ DU}$ átlagos eltérést ($R^2=0,69$), míg az Aqua/MODIS mérésének időpontjára interpolált felszíni és az Aqua/MODIS ózonadatok közötti kapcsolatára $21,62 \text{ DU RMSE-t}$, és $6,01 \text{ DU}$ átlagos eltérést ($R^2=0,81$) kaptunk. A Terra illetve az Aqua áthaladásának idejére interpolált felszíni és az OMI ózonadatok közötti kapcsolatra elvárásainknak megfelelően jobb eredményeket kaptunk. Ezek közül a kis időeltérés miatt csak az Aqua idejére interpolált felszíni megfigyelésekkel való kapcsolatot emeljük ki: $7,55 \text{ DU RMSE-t}$, és $-0,10 \text{ DU}$ átlagos eltérést ($R^2=0,99$) kaptunk. Az időközben elkészült új, ún. C6-os algoritmussal (főleg az Aqua/MODIS adatok esetén) még jobb eredményeket kaptunk. Verifikációs eredményeink hozzájárultak a MOD07 („Légköri Profilok” elnevezésű) új, C6-os hivatalos NASA algoritmusának továbbfejlesztéséhez és elméleti leírásához is.

Az előző három pontban részletezett, MODIS adatokból származtatott meteorológiai mezők vizsgálata egyértelműen alátámasztja azok használhatóságát, mely a NOAA/AVHRR adatok légköri korrigálását (a fent nem részletezett felszíni légnyomásadatokkal együtt) függetlenné teszi más, az aktuális időpontra vonatkozó adatforrásoktól. Azokban az esetekben, amikor az AVHRR adatokhoz MODIS adat nem elérhető, több éves saját származtatású vagy publikus adatsorokból meghatározott havi illetve éves átlagokat használunk fel. A származtatott szabálytalan rácsú meteorológiai mezőket többszöri újramintavételezéssel és bilineáris interpolációval képeztük le minden egyes NOAA áthaladásból készített AVHRR kivágat saját rácsára, mely származtatott mezőkkel az adaptált légköri korrekciót alkalmazni tudtuk. Az AVHRR/NDVI értékek

származtatására vonatkozó eredmények, illetve az NDVI mezők vizsgálatából levonható következtetéseinket az alábbiakban foglaljuk össze.

7. Az AVHRR látható és közeli infravörös csatornái által mért reflektanciák irányfüggőségének csökkentése érdekében adaptált BRDF modell alkalmazásához létrehoztunk egy új, gyepek szempontjából feljavított (kategóriák száma alapján pedig a BRDF logikája által megkövetelt egyszerűsített, 4 kategóriás) felszínborítottsági adatbázist. A munka során a kiindulási hivatalos MODIS felszínborítottsági adatbázist (MOD12) javítottuk fel az ún. CLC 2000 adatbázissal. Ezután az előállt szabályos rácsú, feljavított felszínborítottsági adatbázist átmintavételeztük minden egyes NOAA áthaladásból készített AVHRR kivágat saját rácsára.
8. MODIS adatokra (a fentebb részletezett módon) támaszkodva korrigáltuk a SMAC modellel, majd az adaptált BRDF-modellel a NOAA-16, -17, és -18 áthaladásainak AVHRR 1-es és 2-es csatornáinak mért reflektancia adataiból álló, a Kárpát-medencét magába foglaló 153 műholdkép-kivágatot 2007-re. Az adaptált eljárások és a MODIS adatok légköri korrekcióhoz történő felhasználásának sikeressége alapján elmondható, hogy mindez más évekre is elvégezhető.
9. A légköri korrekción és irányfüggőségi normalizáción átesett, már a felszínre vonatkozó reflektancia-mezőkből NDVI mezőket származtattunk. A felhasznált 153 áthaladás alapján számszerűsítettük a MODIS alapú légköri korrekció és a BRDF NDVI értékekre gyakorolt átlagos módosító hatását (mely rendre 0,197 és 0,0046 értékűnek adódott), illetve a más forrású meteorológiai mezők használatából adódó eltéréseket (mely átlagosan $\sim 0,0014$ és $\sim 0,0017$ közötti). Látható, hogy az alternatív módon előállított NDVI értékek átlagosan alig térnek el az eredeti módon (csak MODIS adatokkal) korrigált NDVI értékektől. Ezzel egyfajta becslést adtunk a származtatott mennyiségek adatforrás-választásból fakadó bizonytalanságára. Végül megvizsgáltuk azt is, hogy a BRDF-modell mennyire érzékeny a felszín típusra, mely alapján elmondhatjuk, hogy az NDVI értékek módosulásának mértéke a helytelen felszín típus figyelembevételével látszólag nem túl nagy, azonban a szélsőértékek esetén nagyságrendjük összemérhető a BRDF-modell hatásának abszolút értékével.
10. Meghatároztuk az NDVI időbeli menetében jelenlevő bizonytalansági tényezőket, és megemlítettük a bizonytalanság csökkentésére szolgáló különböző módszereket. Ide tartozik a diszkrét *wavelet* transzformáció is, amellyel zajszűrést és interpolációt tudunk végezni az eredeti, zajjal terhelt adatsoron. A *wavelet* szűrés segítségével a mérési időpontok között is reális, a fenológiai ciklust jól közelítő adatokat kaptunk, amely mentes a hirtelen változásoktól, és lefedi a teljes évet. Az eredményként előálló napi felbontású rekonstruált adatsoron

differentiálás segítségével további fenológiai információt kaphatunk, melyekkel sikeresen lehet akár a vegetáció típusát is azonosítani.

11. A származtatott NDVI értékeinket átmintavételeztük különböző felbontású szabályos rácsokra, és részleteztük ezek előnyeit és hátrányait. $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ -os rácsfelbontás esetén vizsgáltuk a származtatott NDVI adatok értékeit különböző szempontok alapján, elsősorban az NDVI adatok bizonytalanságának meghatározása érdekében. Az azonos napra eső, különböző NOAA műholdak átrácsozott adatait egymással összevetettük, melynek eredményeként a NOAA-16 és -17 műholdak adatai esetén 0,041 RMSE-t, 0,014 átlagos eltérést ($R^2=0,85$); a NOAA-16 és -18 műholdak adatai esetén 0,032 RMSE-t, 0,010 átlagos eltérést ($R^2=0,91$); míg a NOAA-17 és -18 műholdak adatai esetén 0,028 RMSE-t, 0,002 átlagos eltérést ($R^2=0,93$) kaptunk (100%-os adatfedettségi feltétel esetén). Finomabb felbontású rács és kevésbé szigorú adatfedettségi feltétel esetén rosszabb kapcsolatokat kaptunk a műholdak adatai közt. Ez alapján, és a NOAA-16/AVHRR adataira vonatkozó egyéb (a dolgozatban részletezett) problémák miatt a 2007-es évre nem javasolt a NOAA-16/AVHRR adatainak használata. A $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ felbontású rácsra (100%-os adatfedettségi feltétel esetén) az azonos napra eső, különböző műholdak méréseiből származó átrácsozott NDVI értékek kapcsolata alapján az átlagos eltérések az átrácsozott NDVI értékek között 0,009. A meghatározott bizonytalanság így $\sim 0,01$ értékűnek mondható, és ez az érték felhasználható az NDVI értékeken alapuló további vizsgálatokban. A bizonytalanságnak nem volt kimutatható éves menete.
12. Kísérletet tettünk a sajátvétellő, származtatott AVHRR/NDVI adatok verifikálására, melyhez a NASA hivatalos MOD13 produktumának 16 napos ún. kompozit NDVI értékeit használtuk fel. A vizsgálat elvégzéséhez szem előtt tartottuk, hogy (1) a MODIS adatokból származtatott MOD13 NDVI értékek sem jelenthetnek abszolút referenciát, (2) teljes egyezést a két szenzor (MODIS és AVHRR) adataiból származtatott NDVI értékek között nem is kaphatnánk a szenzorok eltérő csatornái, azok eltérő spektrális válaszfüggvényei és az eltérő képpont-lefedettség miatt. A verifikálást egyrészt néhány kiválasztott homogén területekre bemutatott időbeli menetekeken keresztül szemléltetjük, ahol a közös napra eső $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ felbontású MOD13 és AVHRR NDVI adatok között $-0,01$ és $0,025$ közötti átlagos eltérést kaptunk. Másrészt a 2007-es év minden egyes 16 napos kompozit NDVI mezeje esetén megvizsgáltuk az azonos napról és helyről eredő MOD13 és AVHRR NDVI értékek közötti kapcsolatot, melyre átlagosan $-0,01$ és $0,005$ átlagos eltérést kaptunk rendre az Aqua/MODIS és a Terra/MODIS MOD13 NDVI adatokkal való összevetéskor. A teljesség kedvéért megvizsgáltuk a Terra/MODIS és az Aqua/MODIS MOD13 NDVI adatai közötti

kapcsolatot is, melyre az $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ felbontású MOD13 NDVI adatok esetén 0,009 értékű átlagos eltérést kaptunk. A kapott 0,009-es átlagos eltérés, mint az $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ felbontású MOD13 NDVI értékek bizonytalansága szinte pontosan megegyezik a különböző NOAA műholdak AVHRR szenzorainak adataiból általunk meghatározott, $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ szabályos rácsra átrácsozott NDVI értékek bizonytalanságával. Eredményeink alapján a jobb megvilágítási körülmények és a jobb földrajzi azonosítási lehetőségek miatt mindig javasolt a „fiatalabb” műholdak – jelen esetben a NOAA-17 és -18 – AVHRR adatainak használata, szemben a régebbiekkel, pl. NOAA-16-tal.

13. A származtatott AVHRR/NDVI adatok felhasználásával megvizsgáltuk a 2007 júliusában a Kárpát-medencét sújtó hóhullám vegetációra gyakorolt hatását. Az NDVI értékeinkre meghatározott bizonytalanságok ellenére egyértelműen kimutatható volt a hóhullám hatása a kiválasztott homogén vegetációjú, erdős, vagy (nem a hóhullám előtt learatott) mezőgazdasági területekre, ahol a hóhullám hatása a közelítőleg napi felbontású adatokból szinte napról-napra követhető. A vizsgált területek átlagos AVHRR/NDVI csökkenésére a 9 napos periódus alatt 0,053 értéket kaptunk. Megvizsgáltuk a hóhullám hatását MOD13 NDVI adatok alapján is, és kimutattuk, hogy a 16 napos kompozitképek a rövid időskálájú jelenségek tanulmányozására kevésbé használhatók. Az időjárási esemény felhívja a figyelmet arra is, hogy függetlenül az éves csapadékmennyiségtől, egy nyári száraz periódus alatti hóhullám jelentősen károsíthatja a még be nem takarított termény jelentős részét.

A fenti eredmények egyértelműen alátámasztják a nagy múltú AVHRR szenzor adatainak hasznosságát. A saját vételű műholdas adatok időbeli felbontása, illetve a vegetációs indexek származtatási körülményeinek alapos ismerete jelentős értéket képvisel, amely esetünkben azt jelenti, hogy a korszerű MODIS szenzor adataiból a NASA által előállított NDVI adatsorokhoz képest előnyt élvezhetnek a saját származtatású AVHRR/NDVI mezők. A származtatott NDVI mezők bizonytalanságának számszerűsítésével tovább növeltük az adatok hasznosíthatóságát, és hozzáadott értékkel gazdagítottuk az adatokat. A munka alapján elmondható, hogy érdemes behatóbban tanulmányozni a különböző műholdas szenzorok adatainak együttes használatát a bennük rejlő információ jobb hasznosítása érdekében.

Köszönetnyilvánítás

Hálás köszönettel tartozom mindazoknak, akik hozzájárultak jelen dolgozat elkészüléséhez:

- dr. Bartholy Juditnak folyamatos támogatásáért és bizalmáért, mely alapvetően meghatározta a dolgozat létrejöttét;
- dr. Ferencz Csaba vezetésével az ELTE Úrkutató Csoportnak kedves segítségükért és az egyetemi műholdvevő-állomás folyamatos működtetését és karbantartását, mely állomás adatai nélkül a dolgozat nem készülhetett volna el;
- Liam E. Gumleynak, Kathy I. Strabalának és dr. Borbás E. Évának, az amerikai Wisconsin-Madison Egyetem munkatársainak a MODIS adatok feldolgozásában nyújtott felbecsülhetetlen értékű segítségükért és folyamatos, önzetlen támogatásukért;
- dr. Alexander Trishchenkonak (CCRS, Ottawa) mérföldkövet jelentő kedves segítségéért, illetve dr. Gerard Dedieunak (CNES, Párizs), Peter Hollemansnak (Terrenus Earth Sciences, Kanada), valamint dr. Dirk Koslowskynak, Heiner Billingnek és Dorothea Praetoriusnak (Freie Universität, Berlin) a légköri korrekciós eljáráshoz nyújtott segítségükért;
- Ihász Istvánnak, Németh Péternek, Tóth Zoltánnak és Zsótér Ervinnek, az Országos Meteorológiai Szolgálat munkatársainak szakmai segítségükért és a rendelkezésemre bocsátott adatokért;
- Kovács Richárdnak technikai segítségéért, mely a nagy mennyiségű műholdas adat kezelésében és az automatikus rendszer kiépítésében nélkülözhetetlen volt;
- dr. Pongrácz Ritának segítőkészségéért;
- a Magyar Tudományos Akadémia *Alkalmazkodás a Klímaváltozáshoz* elnevezésű Kutatócsoportjának (2006/TKI/246), hogy a Dolgozat létrejöhetett;
- a NASA ECHO (Earth Observing System ClearingHOuse) rendszerének, hogy az ún. WIST (Warehouse Inventory Search Tool) internetes felületen keresztül (<https://wist.echo.nasa.gov/api/>) a felhasznált nagy mennyiségű hivatalos MODIS produktumokat rendelkezésemre bocsátotta;
- a Magyar Űrkutatási Irodának, az Informatikai és Hírközlési Minisztériumnak valamint a Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztériumnak, hogy pályázataikkal (TP-241, -258, -287, -338) támogatták az ELTE Meteorológiai Tanszék műholdas kutatásain belül a sajátvételű AVHRR és ATOVS, valamint MODIS adatok feldolgozását magába foglaló munkákat;

- az Európai Unió és az Európai Szociális Alap támogatásáért (TÁMOP 4.2.1./B-09/1/KMR-2010-0003.);
- férjemnek, Zolinak, az állandó biztatásáért és szeretetéért, valamint szakmai tanácsaiért és segítségéért, melyek nélkül a dolgozat jelen formában nem készülhetett volna el;
- szüleimnek, hogy folyamatos biztatásukkal és támogatásukkal segítettek;
- és nem utolsósorban kislányomnak, Lizának, hogy eltúrta a sok-sok tőle elrabolt órát.

Irodalomjegyzék

- Aalto, T., Ciais, P., Chevillard, A., Moulin, C., 2004. Optimal determination of the parameters controlling biospheric CO₂ fluxes over Europe using eddy covariance fluxes and satellite NDVI measurements. *Tellus B*, 56, 93-104.
- Ackerman, S.A., Strabala, K.I., Menzel, W.P., Frey, R.A., Moeller, C.C., Gumley, L.E., 1998. Discriminating clear-sky from clouds with MODIS. *J. Geophys. Res.*, 103, 32141-32157.
- Ackerman, S.A., Strabala, K.I., Menzel, W.P., Frey, R.A., Moeller, C.C., Gumley, L.E., Baum, B., Seaman, S.W., Zhang, H., 2002. Discriminating clear-sky from cloud with MODIS. Algorithm Theoretical Basis Document (MOD35) (Internet elérhetőség: http://fsweb.olin.edu/~mchang/fpga/research/nasa/docs/atbd_mod06.pdf).
- Ahmad, Z., DeLand, M., Cebula, R., Weiss, H., Wellemeyer, C., Planet, W., Lienesch, J., Bowman, H., Miller, A., Nagatani, R., 1994. Accuracy of total ozone retrieval from NOAA SBUV/2 measurements: Impact of instrument performance. *J. Geophys. Res.*, 99, 22975-22984.
- Albert, P., Bennartz, R., Preusker, R., Leinweber, R., Fischer, J., 2005. Remote sensing of atmospheric water vapor using the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 22, 309-314.
- Andreae, M.O., Jones, C.D., Cox, P.M., 2005. Strong present-day aerosol cooling implies a hot future. *Nature*, 435, 1187-1190. doi:10.1038/nature03671
- Asakuma, K., Minomura, M., Otsutsumi, S., Kuze, H., Takeuchi, N., 2002. Estimation of aerosol optical thickness over land in Chiba area from AVHRR data. *Adv. Space Res.*, 29, 1747-1752.
- Asrar, G.E., Fuchs, M., Kanemasu, E.T., Hatfield, J.L., 1984. Estimating absorbed photosynthetic radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat. *Agron. J.*, 76, 300-306.
- Azzali, A., Menenti, M., 2000. Mapping vegetation-soil complexes in southern Africa using temporal Fourier analysis of NOAA AVHRR NDVI data. *Int. J. Remote Sens.*, 21, 973-996.
- Balagurov, A., Kats, A., Krestyanikova, N., 1998. Implementation and results of the WMO radiosondes humidity sensors intercomparison (Phase I laboratory test). TECO-98. WMO, Instruments and Obs. Methods Report. No. 70., 181-184.
- Balis, D., Kroon, M., Koukouli, M.E., Brinksma, E.J., Labow, G., Veefkind, J.P., McPeters, R.D., 2007. Validation of Ozone Monitoring Instrument total ozone column measurements using Brewer and Dobson spectrophotometer ground-based observations. *J. Geophys. Res.*, 112, D24S46. doi:10.1029/2007jd008796
- Barcza, Z., Kern, A., Haszpra, L., Kljun, N., 2009. Spatial representativeness of a tall tower eddy covariance measurement based on remote sensing and footprint analysis. *Agr. Forest Meteorol.*, 149, 795-807. doi:10.1016/j.agrformet.2008.10.021
- Baret, F., Guyot, G., 1991. Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. *Remote Sens. Environ.*, 35, 161-173.
- Barriopedro, D., Fischer, E.M., Luterbacher, J., Trigo, R.M., García-Herrera, R., 2011. The hot summer of 2010: Redrawing the temperature record map of Europe. *Science*, 332, 220-224. doi:10.1126/science.1201224
- Bartholy, J., Kern, A., 2008. A globális és regionális éghajlat változása. Klímaváltozásról mindenkinek. (Szerk.: Harnos, Zs., Gaál, M. és Hufnagel, L.), 11-40. Budapesti Corvinus Egyetem, Kertészettudományi Kar, Matematikai és Informatikai Tanszék. ISBN 978-963-503-384-3.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., 2005. Extremes of ground-based and satellite measurements in the vegetation period for the Carpathian Basin. *Phys. Chem. Earth*, 30, 81-89.

- Barton, I.J., Prata, A.J., 1999. Difficulties associated with the application of covariance-variance techniques to retrieval of atmospheric water vapor from satellite imagery. *Remote Sens. Environ.*, 69, 76-83.
- Bellouin, N., Boucher, O., Haywood, J., Reddy, S., 2005. Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements. *Nature*, 438, 1138-1141.
- Bennartz, R., Fischer, J., 2001. Retrieval of columnar water vapor over land from backscattered solar radiation using the Medium Resolution Imaging Spectrometer. *Remote Sens. Environ.*, 78, 274-283.
- Berk, A., Bernstein, L.S., Robertson, D.C., 1989. MODTRAN: A Moderate Resolution Model for LOWTRAN7. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, MA, GL-TR-89-0122, pp 38.
- Berk, A., Anderson, G.P., Acharya, P.K., Hoke, M.L., Chetwynd, J.H., Bernstein, L.S., Shettle, E.P., Matthew, M.W., Adler-Golden, S.M., 2003. MODTRAN4 Version 3, Revision 1, User's Manual, Air Force Research Laboratory, Hanscom AFB, Bedford, MA, U.S.A.
- Bevis, M., Businger, S., Herring, T.A., Rocken, C., Anthes, A., Ware, R., 1992. GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. *J. Geophys. Res.*, 97, 15787-15801.
- Bevis, M., Businger, S., Herring, T.A., Anthes, R.A., Rocken, C., Ware, R.H., Chiswell, S.R., 1994. GPS Meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water vapour. *J. Appl. Meteorol.*, 33, 379-386.
- Bhartia, P.K., Wellemeyer, C.W., 2002. "OMI TOMS-V8 Total O3 Algorithm," Algorithm Theoretical Baseline Document: OMI Ozone Products, P.K. Bhartia (ed.), Vol. II, ATBD-OMI-02, Version 2.0. (Internet elérhetőség: http://eosps.nasa.gov/eos_homepage/for_scientists/atbd/docs/OMI/ATBD-OMI-02.pdf)
- Bognár, P., 2003. Correction of the effect of Sun-sensor-target geometry in NOAA AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, 24, 2153-2166. doi:10.1080/01431160210154065
- Bognár, P., Timár, G., Ferencz, Cs., Lichtenberger, J., Molnár, G., Székely, B., Kern, A., 2005. A földfelszín folyamatos monitorozása hiperspektrális műholdas adatok segítségével. *Technika*, 48, 38-39. ISSN 0040-1110.
- Borbás, E.É., 1998. Derivation of precipitable water from GPS data: an application to meteorology. *Phys. Chem. Earth*, 23, 87-90.
- Borbás, E.É., Seemann, S.W., Kern, A., Moy, L.A., Tóth, Z., Menzel, W.P., 2010. The MODIS MOD07 Collection 6 products. (Poszter) 2010 AGU Fall Meeting, 13-17 December, San Francisco, California, USA.
- Borbás, E.É., Seemann, S.W., Kern, A., Moy, L., Li, J., Gumley, L., Menzel, W.P., 2011. MODIS Atmospheric Profile retrieval - Algorithm Theoretical Basis Document, Collection-6, Vers. 7. (Internet elérhetőség: http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/_docs/MOD07_atbd_v7_April2011.pdf)
- Borza, T., Galambos, I., Horváth, T., Kenyeres, A., 2007. Célegyenesben a hazai GNSS kiegészítő rendszer építése. *Geodézia és Kartográfia*, 6, 13-22.
- Bouma, H.R., Stoew, B., 2001. GPS observations of daily variations in the atmospheric water vapor content. *Phys. Chem. Earth*, 26, 389-392.
- Bouttier, F., Kelly, G., 2001. Observing systems experiments in the ECMWF 4D-Var data assimilation system. *ECMWF Technical Memorandum*, 313, 21.
- Bowman, K.P., Krueger, A.J., 1985. A global climatology of total ozone from the Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer. *J. Geophys. Res.*, 90, 7967-7976.
- Breuer, H., Ács, F., 2010. Surface resistance estimation of some crops using different climate, soil-, and vegetation-specific data. *Időjárás*, 114, 3, 203-215.

- Brown, M.E., Pinzon, J.E., Didan, K., Morisette, J.T., Tucker, C.J., 2006. Evaluation of the consistency of long-term NDVI time series derived from AVHRR, SPOT-vegetation, SeaWiFS, MODIS, and Landsat ETM+ sensors. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 1787-1793.
- Burgess, D.W., Lewis, P., Muller, J.-P.A.L., 1995. Topographic Effects in AVHRR NDVI Data. *Remote Sens. Environ.*, 54, 223-232.
- Büttner, G., Feranec, J., Jaffrain, G., 2002. Corine Land Cover Update 2000. Technical Report 89, European Environment Agency. (Internet elérhetőség: http://www.eea.europa.eu/publications/technical_report_2002_89)
- Cabot, F., Dedieu, G., 1997. Surface albedo from space: coupling bidirectional models and remotely sensed measurements. *J. Geophys. Res.*, 102, 645-663.
- Carlson, T.N., Rizley, D.A., 1997. On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote Sens. Environ.*, 62, 241-252.
- Chen, J.M., 1996. Evaluation of vegetation indices and modified simple ratio for Boreal applications. *Canadian J. Remote Sens.*, 22, 229-242.
- Chopping, M. J., 2000. Large-scale BRDF retrieval over New Mexico with a multiangular NOAA AVHRR dataset. *Remote Sens. Environ.*, 74, 163-191.
- Choudhury, B.J., DiGirolamo, N.E., 1995. Quantifying the Effect of Emissivity on the Relations between AVHRR Split Window Temperature Difference and Atmospheric Precipitable Water over Land Surfaces. *Remote Sens. Environ.*, 54, 313-323.
- Choudhury, B.J., Dorman, T.J., Hsu, A.Y., 1995. Modeled and Observed Relations between the AVHRR Split Window Temperature Difference and Atmospheric Precipitable Water over Land Surfaces. *Remote Sens. of Environ.*, 51, 281-290.
- Christopher, S.A., Jones, T.A., 2010. Satellite and surface-based remote sensing of Saharan dust aerosols. *Remote Sens. Environ.*, 114, 1002-1007.
- Chu, D.A., Kaufman, Y.J., Ichoku, C., Remer, L.A., Tanré, D., Holben, B.N., 2002. Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land. *Geophys. Res. Lett.*, 29(12), 8007, doi:10.1029/2001GL013205.
- Churkina, G., Schimel, D., Braswell, B.H., Xiao, X., 2005. Spatial analysis of growing season length control over net ecosystem exchange. *Global Change Biol.*, 11, 1777-1787, doi:10.1111/j.1365-2486.2005.01012.x
- Chuvieco, E., Englefield, P., Trishchenko, A.P., Luo, Y., 2008. Generation of long time series of burn area maps of the boreal forest from NOAA-AVHRR composite data. *Remote Sens. Environ.*, 112, 2381-2396.
- Chylek, P., Borel, C.C., 2003. Columnar Water Vapor Retrieval Using Multi-Spectral Satellite Data. *Recent Res. Dev. Atmos. Sci.*, LA-UR-03-1414.
- Ciais, Ph., Reichstein, M., Viovy, N., Granier, A., Ogée, J., Allard, V., Aubinet, M., Buchmann, N., Bernhofer, Chr., Carrara, A., Chevallier, F., De Noblet, N., Friend, A.D., Friedlingstein, P., Grünwald, T., Heinesch, B., Keronen, P., Knohl, A., Krinner, G., Loustau, D., Manca, G., Matteucci, G., Miglietta, F., Ourcival, J.M., Papale, D., Pilegaard, K., Rambal, S., Seufert, G., Soussana, J.F., Sanz, M.J., Schulze, E.D., Vesala, T., Valentini, R., 2005. Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature*, 437, 529-533. doi:10.1038/nature03972
- Cihlar, J., Manak, D., Voisin, N., 1994a. AVHRR bidirectional reflectance effects and composite. *Remote Sens. Environ.*, 48, 77-88.
- Cihlar, J., Manak, D., D'Iorio, M., 1994b. Evaluation of compositing algorithms for AVHRR data over land. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 32, 427-437.

- Cihlar, J., Ly, H., Li, Z., Chen, J., Pokrant, H., Huang, F., 1997. Multitemporal, multichannel AVHRR data sets for land biosphere studies: artifacts and corrections. *Remote Sens. Environ.*, 60, 35-57.
- Cihlar, J., Latifovic, R., Chen, J., Trishchenko, A., Du, Y., Fedosejevs, G., Guindon, B., 2004. Systematic corrections of AVHRR image composites for temporal studies. *Remote Sens. Environ.*, 89, 217-233.
- CIMSS, 2010. IMAPP website. (Internet elérhetőség: <http://cimss.ssec.wisc.edu/imapp/> (2010-es állapot))
- Clevers, J.G.P.W., 1989. The application of a weighted infrared-red vegetation index for estimating Leaf Area Index by correcting for soil moisture. *Remote Sens. Environ.*, 29, 25-37.
- Colwell, J.E., 1974. Vegetation canopy reflectance. *Remote Sens. Environ.*, 3, 175-183.
- Cracknell, A.P., Hayes, L.W.B., 1993. Introduction to Remote Sensing. Taylor & Francis, London.
- Cracknell, A.P., 2001. The exciting and totally unanticipated success of the AVHRR in applications for which it was never intended. *Adv. Space Res.*, 28, 233-240.
- Csiszár, I., Gutman, G., Romanov, P., Leroy, M., Hauteceur, O., 2001. Using ADEOS/POLDER data to reduce the angular variability of NOAA/AVHRR reflectances. *Remote Sens. Environ.*, 76, 399-409.
- Davies, J.E., 2004. IMAPP MODIS Sea Surface Temperature Algorithm. (Internet elérhetőség: <ftp://ftp.ssec.wisc.edu/pub/IMAPP/MODIS/Level-2/v2.0/references/SST.pdf>)
- Dedieu, G., 2009. Code et coefficients SMAC. (Internet elérhetőség: http://www.cesbio.upstlse.fr/fr/telech_SMAC.htm (2009 februári állapot))
- DeFries, R.S., Townshend, J.R.G., 1994. NDVI-derived land cover classifications at a global scale. *Int. J. Remote Sens.*, 15, 3567-3586.
- DeFries, R., Hanson, M., Townshend, J., 1995. Global discrimination of land cover types from metrics derived from AVHRR pathfinder data. *Remote Sens. Environ.*, 54, 209-222.
- DeFries, R.S., Belward, A.S., 2000. Global and regional land cover characterization from satellite data. *Int. J. Remote Sens.*, 21, 1083-1092.
- Duan, J., Bevis, M., Fang, P., Bock, Y., Chiswell, S., Businger, S., Reckan, C., Solheim, F., Van Hove, T., Ware, R.H., McClusky, S., Herring, T., King, R., 1996. GPS Meteorology: Direct estimation of the absolute value of precipitable water vapour. *J. Appl. Meteorol.*, 35, 830-838.
- Dunkel, Z., Vadász, V., 1993. Estimation of regional evapotranspiration over Hungary combining standard and satellite data. *Adv. Space Res.*, 13, 257-260.
- ECMWF, 2010a. ERA40, daily fields weboldal. (Internet elérhetőség: http://data-portal.ecmwf.int/data/d/era40_daily/ (2010-es állapot))
- ECMWF, 2010b. ERA Interim, daily fields weboldal. (Internet elérhetőség: http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/ (2010-es állapot))
- Fassang, Á., 2008. A NOAA AVHRR NDVI adatok analízise. Diplomamunka. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest. Témavezető: dr. Barcza Zoltán, Kern Anikó. pp 50.
- Fedosejevs, G., O'Neill, N.T., Royer, A., Teillet, P.M., Bokoye, A.I., McArthur, B., 2000. Aerosol Optical Depth for Atmospheric Correction of AVHRR Composite Data. *Canadian J. Remote Sens.*, 26, 273-284.
- Fensholt, R., Sandholt, I., Stisen, I., Tucker, C., 2006. Analysing NDVI for the African continent using the geostationary meteorosats second generation SEVIRI sensor. *Remote Sens. Environ.*, 101, 212-229. doi:10.1016/j.rse.2005.11.013.

- Ferencz, Cs., Lichtenberger, J., Bognár, P., Molnár, G., Steinbach, P., Tímár, G., 2003. Satellite receiving station at the Eötvös Loránd University, in Hungary. *Geodézia és Kartográfia*, 55, 30-33.
- Ferencz, Cs., Bognár, P., Lichtenberger, J., Hamar, D., Tarcsai, Gy., Tímár, G., Molnár, G., Pásztor, Sz., Steinbach, P., Székely, B., Ferencz, O.E., Ferencz-Árkos, I., 2004. Crop yield estimation by satellite remote sensing. *Int. J. Remote Sens.*, 20, 4113- 4149.
- Friedl, M.A., McIver, D.K., Hodges, J.C.F., Zhang, X.Y., Muchoney, D., Strahler, A.H., Woodcock, C.E., Gopal, S., Schneider, A., Cooper, A., Baccini, A., Gao, F., Shaaf, C., 2002. Global land cover mapping from MODIS: algorithms and early results. *Remote Sens. Environ.*, 83, 287-302.
- Friedlingstein, P., Prentice, I.C., 2010. Carbon-climate feedbacks: a review of model and observation based estimates. *Curr. Op. Environ. Sust.*, 2, 251-257.
- Fung, Y., Tucker, C.J., Prentice, K.C., 1987. Application of Advanced Very High Resolution Radiometer vegetation index to study atmosphere-biosphere exchange of CO₂. *J. Geophys. Res.*, 92, 2999-3015.
- Gao, B.-C., Kaufman, Y.J., 1998. The MODIS near-IR water vapor algorithm. Product ID: MOD05 - Total precipitable water. Algorithm Technical Background Document ATBD-MOD-03, pp 25. (Internet elérhetőség: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod03.pdf)
- Gao, B.-C., Kaufman, Y.J., 2003. Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels. *J. Geophys. Res.*, 108, 4389, doi:10.1029/2002JD003023.
- Gelybó, Gy., 2006. A légkör vertikális szondázása a NOAA műholdak ATOVS mérései alapján. Diplomamunka. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest. Témavezető: dr. Bartholy Judit, Kern Anikó. pp 93.
- Giavis, G.M., Kambezidis, H.D., Sifakis, N., Tóth, Z., Adamopoulos, A.D., Zevgolios, D., 2005. Diurnal variation of the aerosol optical depth for two distinct cases in the Athens area, Greece. *Atmos. Res.*, 78, 79-92. doi:10.1016/j.atmosres.2005.03.003.
- Gilmanov, T.G., Johnson, D.A., Saliendra, N.Z., Akshalov, K., Wylie, B.K., 2004. Gross Primary Productivity of the true steppe in central asia in relation to ndvi: scaling up CO₂ fluxes. *Environ. Manag.*, 33, S492-S508.
- Gitelson, A.A., Kaufman, Y.J., Merzlyak, M.N., 1997. An atmospherically resistant “green” vegetation index (ARGI) for EOS-MODIS. *Remote Sens. Environ.*, 58, 289-298.
- Goel, N.S., Qin, W., 1994. Influences of canopy architecture on relationships between various vegetation indices and LAI and FPAR:a computer simulation. *Remote Sens. Rev.*, 10, 309-347.
- Goetz, S., Fiske, G., Bunn, A., 2006. Using satellite time-series data sets to analyze fire disturbance and forest recovery across Canada. *Remote Sens. Environ.*, 92, 411-423.
- Gong, D.-Y., Shi, P.-J., 2003. Northern hemispheric NDVI variations associated with large-scale climate indices in spring. *Int. J. Remote Sens.*, 24, 2559-2566.
- Goodrum, G., Kidwell, K.B., Winston, W., 2004. NOAA-KLM User’s Guide. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service. (Internet elérhetőség: <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/pod-guide/ncdc/docs/klm/index.htm>)
- Goudie, A., Middleton, N., 2001. Saharan dust storms: Nature and consequences. *Earth-Sci. Rev.*, 56, 179-204.
- Goward, S.N., Huemmrich, K.F., 1992. Vegetation canopy PAR absorptance and the normalized difference vegetation index: an assessment using the SAIL model. *Remote Sens. Environ.*, 39, 119-140.

- Gu, Y.X., Hunt, E., Wardlow, B., Basara, J.B., Brown, J.F., Verdin, J.P., 2008. Evaluation of MODIS NDVI and NDWI for vegetation drought monitoring using Oklahoma Mesonet soil moisture data. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L22401.
- Guibert, S., Matthias, V., Schulz, M., Bösenberg, J., Eixmann, R., Mattis, I., Pappalardo, G., Perrone, M.R., Spinelli, N., Vaughan, G., 2005. The vertical distribution of aerosol over Europe - synthesis of one year of EARLINET aerosol lidar measurements and aerosol transport modeling with LMDzT-INCA. *Atmos. Environ.*, 39, 2933-2943.
- Gumley, L.E., Strabala, K.I., 2008. MODIS Destripe Direct Broadcast Software Documentation, Version 1.0. (Internet elérhetőség: ftp://ftp.ssec.wisc.edu/pub/kathys/MODIS_DESTRIPE)
- Gutman, G., 1987. The derivation of vegetation indices from AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, 8, 1235-1243.
- Güldner, J., Spänkuch, D., 1999. Results of year-round remotely sensed integrated water vapor by ground-based microwave radiometry. *J. Appl. Meteorol.*, 38, 981-988.
- Hagolle, O., Dedieu, G., Mougenot, B., Debaecker, V., Duchemin, B., Meygret, A., 2008. Correction of aerosol effects on multi-temporal images acquired with constant viewing angles: Application to Formosat-2 images. *Remote Sens. Environ.*, 112, 1689-1701.
- Han, Y., Wang, Y.Q., Zhao, Y.S., 2010. Estimating Soil Moisture Conditions of the Greater Changbai Mountains by Land Surface Temperature and NDVI. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 48, 2509-2515.
- Hauser, A., Oesch, D., Wunderle, S., 2003. Aerosol Optical Depth (AOD) Retrieval from NOAA AVHRR in an Alpine Environment: Validation using AERONET Data. EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users' Conference, Weimar, Germany, 2003.
- Hauser, A., Oesch, D., Wunderle, S., 2004. NOAA AVHRR derived aerosol optical depth over land. *J. Geophys. Res.*, 110, D08204. doi:10.1029/2004JD005439.
- Heilmen, J.L., Kress, M.R., 1987. Effects of vegetation on spectral irradiance at the soil surfaces. *Agron. J.*, 79, 765-768.
- Hochheim, K.P., Barber, D.G., 1998. Spring Wheat Yield Estimation for Western Canada Using NOAA NDVI Data. *Canadian J. Remote Sens.*, 24, 18-27.
- Holben, B.N., 1986. Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, 7, 1417-1434.
- Holben, B., Kimes, D.S., Fraser, R.S., 1986. Directional reflectance response in AVHRR red and near-IR bands for the three cover types and varying atmospheric conditions. *Remote Sens. Environ.*, 19, 213-236.
- Holben, B.N., Eck, T.F., Slutsker, I., Tanre, D., Buis, J.P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J.A., Kaufman, Y.J., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., Smirnov, A., 1998. AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environ.*, 66, 1-16.
- Huang, H.-L., Gumley, L.E., Strabala, K., Li, J., Weisz, E., Rink, T., Bagget, K.C., Davies, J.E., Smith, W.L., Dodge, J.C., 2004. International MODIS and AIRS processing package (IMAPP): A direct broadcast software package for the NASA Earth Observing System. *B. Am. Meteorol. Soc.*, 85, 159-161.
- Huete, A.R., Jackson, R.D., Post, D.F., 1985. Spectral response of a plant canopy with different soil backgrounds. *Remote Sens. Environ.*, 17, 37-53.
- Huete, A. R., 1988. A soil adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sens. Environ.*, 25, 295-309.
- Huete, A., Justice, C., Leeuwen, W.V., 1999. MODIS Vegetation Index - MOD13. Algorithm Theoretical Basis Document. (Internet elérhetőség: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod13.pdf)

- Huete, A., Didan, K., Miura, T., Rodriguez, E.P., Gao, X., Ferreira, L.G., 2002. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sens. Environ.*, 83, 195-213.
- Hyland, R. W., A. Wexler, 1983. Formulations for the Thermodynamic Properties of the saturated Phases of H₂O from 173.15K to 473.15K. *ASHRAE Trans.*, 89, 500-519.
- Ichii, K., Kawabata, A., Yamaguchi Y., 2002. Global correlation analysis for NDVI and climatic variables and NDVI trends: 1982-1990. *Int. J. Remote Sens.*, 23, 3873-3878.
- Ignatov, A., Stowe, L., 2002a. Aerosol Retrievals from Individual AVHRR Channels. Part I: Retrieval Algorithm and Transition from Dave to 6S Radiative Transfer Model. *J. Atmos. Sci.*, 59, 313-334.
- Ignatov, A., Stowe, L., 2002b. Aerosol Retrievals from Individual AVHRR Channels. Part II: Quality Control, Probability Distribution Functions, Information Content, and Consistency Checks of Retrievals. *J. Atmos. Sci.*, 59, 335-369.
- Ignatov, A., Laszlo, I., Harrod, E.D., Kidwell, K.B., Goodrum, G.P., 2004. Equator crossing times for NOAA, ERS and EOS sun-synchronous satellites. *Int. J. Remote Sens.*, 25, 5255-5266.
- IPCC, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Eds.: Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K. and Johnson, C.A.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp 881.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Eds.: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- James, M.E., Kalluri, S.N.V., 1994. The Pathfinder AVHRR land dataset: an improved coarse resolution dataset for terrestrial monitoring. *Int. J. Remote Sens.*, 15, 3347-3363.
- Johnsen, K.-P., Kidder, S.Q., 2002. Water vapor over Europe obtained from remote sensors and compared with a hydrostatic NWP model. *Phys. Chem. Earth*, 27, 371-375.
- Jones, T.A., Christopher, S.A., 2007. Is the top of atmosphere dust net radiative effect different between Terra and Aqua? *Geophys. Res. Lett.*, 34, L02812. doi:10.1029/2006GL028262.
- Jordan, C.F., 1969. Derivation of leaf area index from quality of light on the forest floor. *Ecology*, 50, 663-666.
- Jung, M., Henkel, K., Herold, M., Churkina, G., 2006. Exploiting synergies of global land cover products for carbon cycle modeling. *Remote Sens. Environ.*, 101, 534-553. doi:10.1016/j.rse.2006.01.020
- Justice, C.O., Townshend, J.R.G., Holben, B.N., Tucker, C.J., 1985. Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data. *Int. J. Remote Sens.*, 6, 1271-1318.
- Justice, C.O., Vermote, E., Townshend, J.R.G., Defries, R., Roy, D.P., Hall, D.K., Salomonson, V.V., Privette, J.L., Riggs, G., Strahler, A., Lucht, W., Myneni, R.B., Knyazikhin, Y., Running, S.W., Nemani, R.R., Wan, Z.M., Huete, A.R., Van Leeuwen, W., Wolfe, R.E., Giglio, L., Muller, J.P., Lewis, P., Barnsley, M.J., 1998. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): land remote sensing for global change research. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 36, 1228-1249.
- Kasischke, E.S., Hyer, E.J., Novelli, P.C., Bruhwiler, L.P., French, N.H.F., Sukhinin, A.I., Hewson, J.H., Stocks, B.J., 2005. Influences of boreal fire emissions on Northern Hemisphere atmospheric carbon and carbon monoxide. *Global Biogeochem. Cy.*, 19, GB1012, doi:10.1029/2004GB002300.

- Kaufman, Y.J., 1984. Atmospheric effects on remote sensing of surface reflectance. *SPIE Proceedings*, 475, 20-33.
- Kaufman, Y.J., Gao, B.-C., 1992. Remote sensing of water vapor in the near IR from EOS/MODIS. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 871-884.
- Kaufman, Y.J., Tanré, D., 1996. Strategy for direct and indirect methods for correcting the aerosol effect on remote sensing: From AVHRR to EOS-MODIS. *Remote Sens. Environ.*, 55, 65-79.
- Kaufman, Y.J., Tanré, D., 1998. Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS. Product ID: MOD04. (Internet elérhetőség: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atmos_atbd.php)
- Kaufmann, R.K., Zhou, L., Knyazikhin, Y., Shabanov, N.V., Myneni, R.B., Tucker, C.J., 2000. Effect of orbital drift and sensor changes on the time series of AVHRR vegetation index data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 38, 2584-2597.
- Keeling, C.D., Chin, J.F.S., Whorf, T.P., 1996. Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements. *Nature*, 382, 146-149.
- Kern, A., 2004. NOAA AVHRR/3 műholdképek vétele, előfeldolgozása és minőségbiztosítása (ELTE TTK HRPT vevőállomás). Diplomamunka. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest. Témavezető: dr. Bartholy Judit. pp 79.
- Kern, A., Bartholy, J., Gelybó, Gy., Borbás, É., Woolf, H.M., Barcza, Z., Pongrácz, R., Ferencz, Cs., 2006a. Comparing different algorithms for estimating satellite-based vertically integrated water vapor for Central/Eastern Europe. (Poszter) Committee on Space Research, 36th COSPAR Scientific Assembly, Beijing, China, 16-23 July, 2006.
- Kern, A., Bartholy, J., Gelybó, Gy., Pongrácz, R., Barcza, Z., Ihász, I., 2006b. Comparison of vertically integrated water vapor and ozone for Hungary on the base of different remotely sensed data. (Poszter) 6th European Conference on Applied Climatology (ECAC), Ljubljana, Slovenia, 4-8 September, 2006.
- Kern, A., Bartholy, J., 2006c. A Terra/Aqua MODIS adatokból származtatott aeroszol optikai mélység és hatása a légköri korrekcióra (Extended abstract). *VIII. Magyar Aeroszol Konferencia*, 2006 május 25-26, Siófok-Szabadifürdő. A VIII. Magyar Aeroszol Konferencia programjai és előadáskivonatai. (Szerk.: Salma I.) ISBN: 963 463 8589.
- Kern, A., Barcza, Z., Bartholy, J., Pongrácz, R., Fassang, Á., 2007a. NDVI adatsorok klimatikus vizsgálatai a Kárpát-medencére. *"Klíma-21 füzetek", Klímaváltozás-Hatások-Válaszok*, 49, 26-37
- Kern, A., Barcza, Z., Borbás, É., Bartholy, J., Ferencz, Cs., 2007b. Integrated water vapor estimations in Hungary (Poszter). *Earth from Space, 2007, 3rd International Conference*. Moscow, Russia, 4-6 December, 2007.
- Kern, A., Barcza, Z., Bartholy, J., Pongrácz, R., Timár, G., Ferencz, Cs., 2008a. Analysis of MODIS NDVI time series for Hungary in 2007: detecting the phenological impacts of the summer heatwave. *Geophys. Res. Abstracts*, Vol. 10, 05083. General Assembly of the European Geophysical Union. Vienna, Austria, 13-18 April, 2008. SRef-ID: 1607-7962/gr/EGU2008-A-05083
- Kern, A., Barcza, Z., Timár, G., Bartholy, J., 2008b. NDVI vegetációs index idősorok vizsgálata wavelet transzformáció segítségével. (Abstract) VIII. Magyar Biometriai és Biomatematikai Konferencia, Budapest, 2008. július 1-2., 29.o.
- Kern, A., Bartholy, J., Borbás, E.É., Barcza, Z., Pongrácz, R., Ferencz, Cs., 2008c. Estimation of vertically integrated water vapor in Hungary using MODIS imagery. *Adv. Space Res.*, 41, 1933-1945. doi:10.1016/j.asr.2007.06.048
- Kern, A., Bartholy, J., Pongrácz, R., Dezső, Zs., Barcza, Z., 2008d. Polar orbiting satellite receiving station at the Eötvös Lornád University, Hungary. (Extended abstract) In: 8th

- Conference on meteorology, climatology and atmospheric physics, COMECAP 2006 - Proceedings. Volume C. (ed.: A.Chronopoulou-Sereli), 111-118.
- Kern, A., Bartholy, J., Ferencz, Cs., 2009. MODIS adatok vétele és feldolgozása az ELTE-n. Előadás. 35. *Meteorológiai Tudományos Napok*. Budapest, 2009. november 19-20.
- Kern, A., Barcza, Z., Kovács, R., Ferencz, Cs., Bartholy, J., 2010a. Real-time processing of Direct Broadcast MODIS data in Hungary (Poszter). *17th International TOVS Study Conference (ITSC-17)*. 2010 April 14-21, Monterey, California, USA. (Best Poster Award)
- Kern, A., Barcza, Z., Kovács, R., Ferencz, Cs., Bartholy, J., 2010b. Közvetlen vételű MODIS adatok valós idejű feldolgozása. (Poszter) *HUNGEO-2010*, Szombathely.
- Kimes, D.S., Holben, B.N., Tucker, C.J., Newcomb, W.W., 1984. Optimal directional view angles for remote-sensing missions. *Int. J. Remote Sens.*, 5, 887-908.
- King, M.D., Kaufman, Y.J., Menzel, W.P., Tanré, D., 1992. Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 1-27.
- King, M.D., Menzel, W.P., Kaufman, Y.J., Tanré, D., Gao, B.-C., Platnick, S., Ackermann, S.A., Remer, L.A., Pincus, R., Hubanks, P.A., 2003. Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor from MODIS. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41, 442-458.
- King, M.D., Closs, J., Spangler, S., Greenstone, R., Wharton, S., Myers, M., 2004. EOS Data Products – Handbook. Volume 1: TRMM, Terra, Data Assimilation System. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.
- Kleespies, J.T., McMillin, L.M., 1984. Physical retrieval of precipitable water using the Split Window technique. Conference on Satellite Meteorology. Remote Sensing and Applications (AMS), 55-57.
- Kleespies, J.T., McMillin, L.M., 1990. Retrieval of precipitable water from observations in the Split Window over varying surface temperatures. *J. Appl. Meteorol.*, 29, 851-862.
- Knapp, K.R., Stowe, L.L., 2002. Evaluating the Potential for Retrieving Aerosol Optical Depth over Land from AVHRR Pathfinder Atmosphere Data. *J. Atmos. Sci.*, 59, 279-293.
- Kneizys, F.X., Shettle, E.P., Abreau, L.W., Chetwynd, J., Anderson, G., Gallery, W., Selby, J., Clough, S., 1988. User's Guide to LOWTRAN-7. AFGL-TR-88-0177. Hanscom AFB, MA: Air Force Geophys. Lab.
- Koltay, E., Borbély-Kiss, I., Kertész, Zs., Kiss, Á.Z., Szabó, Gy., 2006. Assignment of Saharan dust sources to episodes in Hungarian atmosphere by PIXE and TOMS observations. *J. Radioan. Nucl. Ch.*, 267, 449-459.
- Koren, I., Kaufman, Y.J., Washington, R., Todd, M.C., Rudich, Y., Vanderlei Martins, J., Rosenfeld, D., 2006. The Bodélé depression: a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest. *Environ. Res. Lett.*, 1, 014005. doi:10.1088/1748-9326/1/1/014005
- Kotchenova, S.Y., Vermote, E.F., Matarrese, R., Klemm, F., 2006. Validation of a vector version of the 6S radiative transfer code for atmospheric correction of satellite data. Part I: Path Radiance. *Appl. Optics*, 45, 6726-6774.
- Kotchenova, S.Y., Vermote, E.F., 2007. Validation of a vector version of the 6S radiative transfer code for atmospheric correction of satellite data. Part II: Homogeneous Lambertian and anisotropic surfaces. *Appl. Optics*, 46, 4455-4464.
- Köpken, C., Thépaut, J.N., Kelly, G., McNally, A., 2001. Satellite data assimilation for numerical weather prediction. The 2001 EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users' Conference. (Internet elérhetőség: http://www.eumetsat.de/en/area2/proceedings/eump33/pdf/session_6/verbal/koepken1.pdf)

- Kroon, M., Petropavlovskikh, I., Shetter, R., Hall, S., Ullmann, K., Veeffkind, J.P., McPeters, R.D., Browell, E.V., Levelt, P.F., 2008. OMI total ozone column validation with Aura-AVE CAFS observations. *J. Geophys. Res.*, 113, D15S13. doi:10.1029/2007JD008795.
- Latifovic, R., Cihlar, J., Chen, J., 2003. A Comparison of BRDF Models for the Normalization of Satellite Optical Data to a Standard Sun-Target-Sensor Geometry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41, 1889-1899.
- Latifovic, R., Trishchenko, A.P., Chen, J., Park, W.B., Khlopenkov, K.V., Fernandes, R., Pouliot, D., Ungureanu, C., Luo, Y., Wang, S., Davidson, A., Cihlar, J., 2005. Generating historical AVHRR 1 km baseline satellite data records over Canada suitable for climate change studies. *Can. J. Remote Sens.*, 31, 324-346.
- Lee, T.Y., Kaufman, Y.J., 1986. Non-Lambertian effects on remote sensing of surface reflectance and vegetation index. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 24, 699-708.
- Leroy, M., Roujean, J.L., 1994. Sun and view angle corrections on reflectances derived from NOAA/AVHRR data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 32, 684-696.
- Lesht, B.M., 1999. Reanalysis of radiosonde data from the 1996–1997 water vapor intensive observation periods: Application of the Vaisala RS-80H contamination correction algorithm to dualsonde soundings. Proc. Ninth Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program Science Team Meeting, San Antonio, TX, Dept. of Energy. (Internet elérhetőség: <http://www.arm.gov/docs/documents/technical/confp9903/lesht-99.pdf>)
- Levelt, P.F., van den Oord, G.H.J., Dobber, M.R., Mälkki, A., Visser, H., de Vries, J., Stammes, P., Lundell J., Saari, H., 2006a. The Ozone Monitoring Instrument. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 1093-1101. doi:10.1109/TGRS.2006.872333.
- Levelt, P.F., Hilsenrath, E., Leppelmeier, G.W., van den Oord, G.H.J., Bhartia, P.K., Tamminen, J., de Haan, J.F., Veeffkind, J.P., 2006b. Science Objectives of the Ozone Monitoring Instrument. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 1199-1208. doi:10.1109/TGRS.2006.872336.
- Levy, R.C., Remer, L.A., Martins, J.V., Kaufman, Y.J., Plana-Fattori, A., Redemann, J., Wenny, B., 2005. Evaluation of the MODIS aerosol retrievals over ocean and land during CLAMS. *J. Atmos. Sci.*, 62, 974-992.
- Levy, R.C., Remer, L.A., Mattoo, S., Vermote, E.F., Kaufman, Y.J., 2007. Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance. *J. Geophys. Res.*, 112, D13211. doi:10.1029/2006JD007811.
- Levy, R.C., Remer, L.A., Tanré, D., Mattoo, S., Kaufman, Y.J., 2009. Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol over dark targets from MODIS: Collections 005 and 051, Product ID: MOD04/MYD04. (Internet elérhetőség: http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/_docs/MOD04-MYD04_ATBD_C005.pdf)
- Li, Z., Cihlar, J., Zheng, X., Moreau, L., Ly, H., 1996. The bidirectional effect of AVHRR measurements over boreal regions. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34, 1308-1322.
- Li, J., Wolf, W., Huang, H.-L., Menzel, W.P., van Delst, P., Woolf, H.M., Achtor, T.H., 1998. International ATOVS processing package: Algorithm design and its preliminary performance. *SPIE Proceedings*, 3501, 196-206.
- Liu, H.Q., Huete, A.R. 1995. A feedback based modification of the NDVI to minimize canopy background and atmospheric noise. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 33, 457-465.
- Lobell, D.B., Asner, G.P., 2004. Cropland distributions from temporal unmixing of MODIS data. *Remote Sens. Environ.*, 93, 412-422.

- Lobell, D.B., Lesch, S.M., Corwin, D.L., Ulmer, M.G., Anderson, K.A., Potts, D.J., Doolittle, J.A., Matos, M.R., Baltus, M.J., 2010. Regional-scale Assessment of Soil Salinity in the Red River Valley Using Multi-year MODIS EVI and NDVI. *J. Environ. Qual.*, 39, 35-41.
- Los, S.O., Justice, C.O., Tucker, C.J., 1994. A global 1°×1° NDVI data set for climate studies derived from the GIMMS continental NDVI data. *Int. J. Remote Sens.*, 15, 3493-3618.
- Lucht, W., Roujean, J.L., 2000. Considerations in the parametric modeling of BRDF and albedo from multiangular satellite sensor observations. *Rem. Sens. Reviews*, 18, 343-379.
- Ma, M., Veroustraete, F., 2006. Reconstructing Pathfinder AVHRR Land NDVI time-series data for the Northwest of China. *Adv. Space Res.*, 37, 835-840.
- Mahowald, N.M., Baker, A.R., Bergametti, G., Brooks, N., Due, R.A., Jickells, T.D., Kubilay, N., Prospero, J.M., Tegen, I., 2005. The atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean, *Global Biogeochem. Cy.*, 19, GB4030. doi:10.1029/2005GB002541.
- Maisongrande, P., Duchemin, B., Dedieu, G., 2004. VEGETATION/SPOT: An operational mission for the Earth monitoring; presentation of new standard products. *Int. J. Remote Sens.*, 25, 9-14.
- Malingreau, J.P., Belward, A.S., 1994. Recent activities in the European Community for the creation and analysis of global AVHRR data sets. *Int. J. Remote Sens.*, 15, 3397-3416.
- Mallick, K., Bhattacharya, B.K., Patel, N.K., 2009. Estimating volumetric surface moisture content for cropped soils using a soil wetness index based on surface temperature and NDVI. *Agr. Forest Meteorol.*, 149, 1327-1342.
- Márfy, J., 2004. A Budapest feletti légoszlop sugárzásátbocsátásának vizsgálata az 1967-2002 időszakra különböző napsugárzási paraméterek segítségével. Diplomamunka. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest. Témavezető: Tóth Zoltán. pp 77.
- Martínez, B., Gilabert, M.A., 2009. Vegetation dynamics from NDVI time series analysis using the wavelet transform. *Remote Sens. Environ.*, 113, 1823-1842. doi:10.1016/j.rse.2009.04.016
- McPeters, R.D., Krueger, A.J., Bhartia, P.K., Herman, J.R., 1996. Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) data products user's guide. NASA Reference Publication, 1384, 67.
- McPeters, R., Kroon, M., Labow, G., Brinksma, E., Balis, D., Petropavlovskikh, I., Veefkind, J.P., Bhartia, P.K., Levelt, P.F., 2008. Validation of the Aura Ozone Monitoring Instrument total column ozone product, *J. Geophys. Res.*, 113, D15S14. doi:10.1029/2007JD008802.
- Memmo, A., Fionda, E., Paolucci, T., Cimini, D., Ferretti, R., Bonafoni, S., Ciotti, P., 2005. Comparison of MM5 integrated water vapor with Microwave Radiometer, GPS, and Radiosonde Measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 43, 1050-1058.
- Menzel, W.P., Seemann, S.W., Li, J., Gumley, L.E., 2002. MODIS atmospheric profile retrieval. Algorithm Theoretical Basis Document. (Internet elérhetőség: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atmos_atbd.php).
- Menzel, W.P., Frey, R.A., Baum, B.A., Zhang, H., 2006. Cloud Top Properties and Cloud Phase Theoretical Basis Document. (Internet elérhetőség: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod04.pdf)
- Miloshevich, L.M., Vömel, H., Whiteman, D.N., Lesht, B.M., Schmidlin, F.J., 2006. Absolute accuracy of water vapor measurements from six operational radiosonde types launched during AWEX and implications for AIRS validation, *J. Geophys. Res.*, 111, D09S10. doi:10.1029/2005JD006083
- Miloshevich, L.M., Vömel, H., Whiteman, D.N., Leblanc, T., 2009. Accuracy assessment and correction of Vaisala RS92 radiosonde water vapor measurements. *J. Geophys. Res.*, 114, D11305. doi:10.1029/2008jd011565.

- Mkhabela, M.S., Bullock, P., Raj, S., Wang, S., Yang, Y., 2011. Crop yield forecasting on the Canadian Prairies using MODIS NDVI data. *Agr. Forest Meteorol.*, 151, 385-393.
- Moody, E.G., King, M.D., Schaaf, C.B., Hall, D.K., Platnick, S., 2007. Northern Hemisphere five-year average (2000-2004) spectral albedos of surfaces in the presence of snow: Statistics computed from Terra MODIS land products. *Remote Sens. Environ.*, 111, 337-345.
- Moody, E.G., King, M.D., Schaaf, C.B., Platnick, S., 2008. MODIS-derived spatially complete surface albedo products: Spatial and temporal pixel distribution and zonal averages. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 47, 2879-2894.
- Morris, M.D., 1991. Factorial sampling plans for preliminary computational experiments. *Technometrics*, 33, 161-174.
- Myneni, R.B., Keeling, C.D., Tucker, C.J., Asrar G, Nemani R.R., 1997. Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature*, 386, 698-702.
- Myneni, R.B., Tucker, C.J., Keeling, C.D., Asrar, G., 1998. Interannual variation in satellite-sensed vegetation index data from 1981 to 1991. *J. Geophys. Res.*, 103, 6145-6160.
- NASA Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS), 2009. Earth Observing System ClearingHOuse (ECHO) / Warehouse Inventory Search Tool (WIST) Version 10.X [online application]. Greenbelt, MD: EOSDIS, Goddard Space Flight Center (GSFC) National Aeronautics and Space Administration (NASA). (Internet elérhetőség: <https://wist.echo.nasa.gov/api/>)
- NASA, 2010a. MODIS data products website. (Internet elérhetőség: <http://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/index.php> (2010-es állapot))
- NASA, 2010b. MODIS Rapid Response System website. (Internet elérhetőség: <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/>)
- NASA, 2010c. SeaDAS website. (Internet elérhetőség: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/seadas/modisl1db>)
- NASA, 2010d. TOMS website. (Internet elérhetőség: <http://toms.gsfc.nasa.gov> (2010-es állapot))
- Natural Resources Canada, 2010. (Internet elérhetőség: <http://geogratis.cgdi.gc.ca/geogratis/en/collection/detail.do;jsessionid=51337932695C312A0ADC11F399113864?id=83A7350A-2BF1-8CBA-371F-C9E4B48A4EA5> (2010 júniusi állapot))
- Nicodemus, F.E., 1965. Directional reflectance and emissivity of an opaque surface. *Appl. Optics*, 4, 767-773.
- Nicodemus, F.E., Richmond, J.C., Hsia, J.J., Ginsberg, I.W., Limperis, T., 1977. Geometrical considerations and nomenclature for reflectance. Washington, DC: National Bureau of Standards, US Department of Commerce.
- NOAASIS, 2010. Satellite and Information Service, Office of Satellite Data Processing and Distribution. Level 1B Notices. (Internet elérhetőség: <http://www.osdpd.noaa.gov/ml/ppp/notices.html>)
- Ottlé, C., Outalha, S., François, C. Le Maguer, S., 1997. Estimation of atmospheric water vapor content from split-window radiance measurements. *Remote Sens. Environ.*, 61, 410-418.
- Ottlé, C., François, C., 1999. Further insights into the use of the split-window covariance technique for precipitable water retrieval. *Remote Sens. Environ.*, 69, 84-86.
- Pailleux, J., 1990. The Impact of North Atlantic tempship radiosonde data on the ECMWF analysis and forecast. ECMWF Technical Memorandum, 174, 38.
- PCI Geomatics, 2010. (Internet elérhetőség: <http://www.pcigeomatics.com/cgibin/pcihtml/AVHRRAD|DETAILS|ANGLE+GENERATION> (2010 augusztusi állapot))
- Peixoto, J.P., Oort, A.H., 1992. Physics of Climate. American Institute of Physics, New York. ISBN 0 88318 712 4, 520 p.

- Piao, S., Ciais, P., Friedlingstein, P., Peylin, P., Reichstein, M., Luysaert, S., Margolis, H., Fang, J., Barr, A., Chen, A., Grelle, A., Hollinger, D.Y., Laurila, T., Lindroth, A., Richardson, A.D., Vesala, T., 2008. Net carbon dioxide losses of northern ecosystems in response to autumn warming. *Nature*, 451, 49-53. doi:10.1038/nature06444
- Piao, S., Wang, X., Ciais, P., Zhu, B., Wang, T., Liu, J., 2011. Changes in satellite-derived vegetation growth trend in temperate and boreal Eurasia from 1982 to 2006. *Global Change Biol.* Early View (Online Version). doi:10.1111/j.1365-2486.2011.02419.x.
- Pineda, N., Jorba, O., Jorge, J., Baldasano, J., M., 2004. Using NOAA AVHRR and SPOT VGT data to estimate surface parameters: application to a mesoscale meteorological model. *Int. J. Remote Sens.*, 25, 129-143.
- Platnick, S., King, M.D., Ackerman, S.A., Menzel, W.P., Baum, B.A., Riedl, C., Frey, R.A., 2003. The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41, 459-473.
- Potter, C., Tan, P.N., Kumar, V., Kucharik, C., Klooster, S., Genovese, V. et al., 2005. Recent history of large-scale ecosystem disturbances in North America derived from the AVHRR satellite record. *Ecosystems*, 8, 808-824.
- Prabhakara, C., Conrath, B.J., Hanel, R.A., 1970. Remote sensing of atmospheric ozone using the 9.6 micron band. *J. Atmos. Sci.*, 26, 689-697.
- Prasad, A.K., Chai, L., Singh, R.P., Kafatos, M., 2006. Crop yield estimation model for Iowa using remote sensing and surface parameters. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, 8, 26-33.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., Flannery, B.P., 1992. Numerical Recipes in C: The Art of Scientific Computing, Second Edition (New York: Cambridge University Press, 1992), ISBN 0-521-43108-5.
- Price, J.C., 1991. Timing of NOAA afternoon passes. *Int. J. Remote Sens.*, 12, 193-198.
- Proud, S.R., Rasmussen, M.R., Fensholt, R., Sandholt, I., Shisanya, C., Mutero, W., Mbow, C., Anyamba, A., 2010. Improving the SMAC atmospheric correction code by analysis of Meteosat Second Generation NDVI and surface reflectance data. *Remote Sens. Environ.*, 114, 1687-1698. doi:10.1016/j.rse.2010.02.020.
- Putsay, M., 1987. A rövidhullámú spektrumtartományban készített műholdképek légkör okozta torzulásának kiküszöbölése. Doktori értekezés. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest.
- Putsay, M., Csiszár, I., 1997. Retrieval of surface reflectances from AVHRR visible and near-IR radiances. *Adv. Space Res.*, 19, 523-526.
- Putsay, M., Szenyán, I., Kerényi, J., 1998. Atmospheric correction of NOAA/AVHRR visible and near-IR channels in Hungary. Proc. of the 1997 Meteorological Satellite Users' Conf. Brussels, Belgium, 503-508.
- Putsay, M., Merza, A., Kerényi, J., 2000. Atmospherically corrected NDVI maps retrieved from NOAA/AVHRR data and their annual profiles. Proc. of the EUMETSAT Meteorological Satellite Users' Conf. Bologna, Italy, 526-533.
- Qi, J., Chehbouni, A., Huete, A.R., Kerr, H., Sorooshian, S., 1994. A modified soil adjusted vegetation index. *Remote Sens. Environ.*, 48, 119-126.
- Quarmby, N.A., Milnes, M., Hindle, T.L., Silleos, N., 1993. The Use of Multi-temporal NDVI Measurements from AVHRR Data for Crop Yield Estimation and Prediction. *Int. J. Remote Sens.*, 14, 199-210.
- Quenzel, H., 1983. Principles of remote sensing techniques. Optical Remote Sensing of Air Pollution, Elsevier Science Publishers, 27-43.

- Rahman, H., Pinty, B., Verstraete, M.M., 1993. Coupled surface-atmosphere reflectance (CSAR) model. 2. Semiempirical surface model usable with NOAA Advanced Very High resolution Radiometer data. *J. Geophys. Res.*, 98, 20791-20801.
- Rahman, H., Dedieu, G., 1994. SMAC: A simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. *Int. J. Remote Sens.*, 15, 123-143.
- Randerson, J.T., Field, C.B., Fung, I.Y., Tans, P.P., 1999. Increases in early season ecosystem uptake explain recent changes in the seasonal cycle of atmospheric CO₂ at high northern latitudes. *Geophys Res. Lett.*, 26, 2765-2768.
- Randerson, J.T., Liu, H., Flanner, M.G., Chambers, S.D., Jin, Y., Hess, P.G. et al., 2006. The impact of boreal forest fire on climate warming. *Science*, 314, 1130-1132.
- Ren, J., Chen, Z., Zhou, Q., Tang, H., 2008. Regional yield estimation for winter wheat with MODIS-NDVI data in Shandong, China. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, 10, 403-413. doi:10.1016/j.jag.2007.11.003
- Remer, L.A., Kaufman, Y.J., Tanre, D., Mattoo, S., Chu, D.A., Martins, J.V., Li, R-R., Ichoku, C., Levy, R.C., Kleidman, R.G., Eck, T.F., Vermote, E., Holben, B.N., 2005. The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. *J. Atmos. Sci.*, 62, 947-973.
- Remer, L.A., Tanré, D., Kaufman, Y.J., Levy, R.C., Mattoo, S., 2006a. Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS: Collection 005, Product ID: MOD04/MYD04. (Internet elérhetőség: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod02.pdf)
- Remer, L.A., Kaufman, Y.J., Kleidman, R.G., 2006b. Comparison of Three Years of Terra and Aqua MODIS Aerosol Optical Thickness Over the Global Oceans. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 3, 537-540.
- Riaño, D., Ruiz, J.A.M., Isidoro, D., Ustin, S.L., 2007. Global spatial patterns and temporal trends of burned area between 1981 and 2000 using NOAA–NASA Pathfinder. *Global Change Biol.*, 13, 40-50. doi:10.1111/j.1365-2486.2006.01268
- Richardson, A.J. and Wiegand, C.L., 1977. Distinguishing Vegetation From Soil Background Information. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, 43, 1541-1552.
- Richter, R., Schlöpfer, D., Mueller, A., 2006. An automatic atmospheric correction algorithm for visible/NIR imagery. *Int. J. Remote Sens.*, 27, 2077-2085.
- Royer, A., Charbonneau, L., Teillet, P.M., 1988. Interannual Landsat-MSS reflectance variations in an urbanized temperate zone. *Remote Sens. Environ.*, 24, 423-446.
- Roujean, J.L., Leroy, M., Deschamps, P.Y., 1992. A bidirectional reflectance model of the Earth's surface for the correction of the remote sensing data. *J. Geophys. Res.*, 97, 20455-20468.
- Roujean, J.L., Breon, F.M., 1995. Estimating PAR absorbed by vegetation from bi-directional reflectance measurements. *Remote Sens. Environ.*, 51, 375-384.
- Rouse, J.W., Haas, R.H., Deering, D.W., Schell, J.A., Harlan, J.C., 1974. Monitoring the Vernal Advancement and Retrogradation (Green Wave Effect) of Natural Vegetation. NASA/GSFC Type III Final Report, Greenbelt, MD., pp 371.
- Running, S.W., Nemani, R.R., 1988. Relating seasonal patterns of the AVHRR vegetation index to simulated photosynthesis and transpiration of forest in different climates. *Remote Sens. Environ.*, 24, 347-367.
- Running, S.W., Nemani, R.R., Peterson, D.L., Band, L.E., Potts, D.F., Pierce, L.L., Spanner, M.A., 1989. Mapping regional forest evapotranspiration and photosynthesis by coupling satellite data with ecosystem simulation, *Ecology*, 70, 1090-1101.
- Saint, G., 1995. SPOT-4 vegetation system - association with high-resolution data for multiscale studies. *Adv. Space Res.*, 17, 107-110.

- Sakamoto, T., Yokozawa, M., Toritani, H., Shibayama, M., Ishitsuka, N., Ohno, H., 2005. A crop phenology detection method using time-series MODIS data. *Remote Sens. Environ.*, 96, 366-374. doi:10.1016/j.rse.2005.03.008
- Salomonson, V.V., Barnes, W.L., Maymon, P.W., Montgomery H.E., Ostrow, H., 1989. MODIS: Advanced Facility Instrument for Studies of the Earth as a System. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 27, 145-153.
- Santese, M., Tomasi, F.D., Perrone, M.R., 2007. Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and Aerosol Robotic Network (AERONET) retrievals during dust outbreaks over the Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, 112, D18201. doi:10.1029/2007JD008482.
- Savtchenko, A., Ouzounov, D., Ahmad, S., Acker, J., Leptoukh, G., Koziara, J., Nickless, D., 2004. Terra and Aqua MODIS products available from NASA GES DAAC. *Adv. Space Res.*, 34, 710-714.
- Schaaf, C.B., Li, X., Strahler, A.H., 1994. Topographic effects on bidirectional and hemispherical reflectance calculated with a geometric-optical model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 32, 1186-1193.
- Schär, C., Vidale, P.L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Liniger, M.A., Appenzeller, C., 2004. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427, 332-336.
- Schaepman-Strub, G., Schaepman, M.E., Painter, T.H., Dangel, S., Martonchik, J.V., 2006. Reflectance quantities in optical remote sensing - definitions and case studies. *Remote Sens. Environ.*, 103, 27-42.
- Schlanger, V., Mika, J., Szentimrey, T., Tóth, J., 2007. A júliusi hőségrekordok, az eddigi nyár és időjárási előzményei Magyarországon. Az Országos Meteorológiai Szolgálat honlapja, 2011-es állapot. (Internet elérhetőség: http://www.met.hu/pages/juliusi_hosegrekord.php)
- Schnur, M.T., Xie, H.J., Wang, X.W., 2010. Estimating root zone soil moisture at distant sites using MODIS NDVI and EVI in a semi-arid region of southwestern USA. *Ecol. Inf.*, 5, 400-409.
- Seemann, S.W., Li, W., Menzel, W.P., Gumley, L.E., 2003. Operational retrieval of atmospheric temperature, moisture, and ozone from MODIS infrared radiances. *J. Appl. Meteorol.*, 42, 1072-1091.
- Seemann, S.W., Borbas, E.E., Li, J., Menzel, W.P., Gumley, L.E., 2006. Modis Atmospheric Profile Retrieval. Algorithm Theoretical Basis Document. (Internet elérhetőség: http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/_docs/MOD07:MYD07_ATBD_C005.pdf)
- Seemann, S.W., Borbas, E.E., Knuteson, R.O., Stephenson, G.R., Huang, H.-L., 2008. Development of a Global Infrared Land Surface Emissivity Database for Application to Clear Sky Sounding Retrievals from Multi-spectral Satellite Radiance Measurements. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 47, 108-123.
- Sellers, P. J., 1985. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *Int. J. Remote Sens.*, 6, 1335-1372.
- Sellers, P.J., Tucker, C.J., Collatz, G.J., Los, S., Justice, C.O., Dazlich, D.A., Randall, D.A., 1994. A global 1° × 1° NDVI data set for climate studies. Part 2: The adjustment of the NDVI and generation of global fields of terrestrial biophysical parameters. *Int. J. Remote Sens.*, 15, 3519-3545.
- Shepherd, J.D., Dymond, J.R., 2000. BRDF Correction of Vegetation in AVHRR Imagery. *Remote Sens. Environ.*, 74, 397-408.
- Simmons, A., Uppala, S., Dee, D., Kobayashi, S., 2007. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, 110, 25-35. (Internet elérhetőség: http://www.ecmwf.int/publications/newsletters/pdf/110_rev.pdf)

- Sobrino, J.A., Li, Z.L., Stoll, M.P., Becker, F., 1994. Improvements in the split-window technique for land surface temperature determination. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 32, 243-253.
- Soden, B.J., Wetherald, R.T., Stenchikov, G.L., Robock, A., 2002. Global cooling after the eruption of Mount Pinatubo: A test of climate feedback by water vapor. *Science*, 296, 727-730.
- Song, J., Lu, D., Wesely, M.L., 2003. A Simplified Atmospheric Correction Procedure for the Normalized Difference Vegetation Index. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, 69, 521-528.
- Soufflet, V., Tanre, D., Royer, A., O'Neill, N.T., 1997. Remote sensing of aerosols over boreal forest and lake water from AVHRR data. *Remote Sens. Environ.*, 60, 22-34.
- Spanner, M.A., Pierce, L.L., Running, S.W., Peterson, D.L., 1990. The seasonality of AVHRR data of temperate coniferous forests: relationship with leaf area index. *Remote Sens. Environ.*, 33, 97-112.
- Spruce, J.P., Sader, S., Ryan, R.E., Smoot, J., Kuper, P., Ross, K., Prados, D., Russell, J., Gasser, G., McKellip, R., Hargrove, W., 2011. Assessment of MODIS NDVI time series data products for detecting forest defoliation by gypsy moth outbreaks. *Remote Sens. Environ.*, 115, 427-437.
- Stanhill, G., Cohen, S., 2001. Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. *Agr. Forest Meteorol.*, 107, 255-278. doi:10.1016/S0168-1923(00)00241-0
- Stowe, L., Ignatov, A., Singh, R., 1997. Second generation operational aerosol product at NOAA/NESDIS. *J. Geophys. Res.* 102(D14), 16923-16934.
- Stöckli, R., Vidale, P.L., 2004. European plant phenology and climate as seen in a 20-year AVHRR land-surface parameter dataset. *Int. J. Remote Sens.*, 25, 3303-3330.
- Strabala, K.I., Gumley, L.E., Rink, T., Huang, H.-L., Dengel, R., 2003. MODIS/AIRS instrument direct broadcast products and applications. AMS 12th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, 13.
- Strabala, K.I., Gumley, L.E., Rink, T., Huang, H.-L., Davies, J., Weisz, E., Baggett, K., Friedman, S., Manning, E., Nguyen, Q.D., 2004. The international MODIS/AIRS processing package (IMAPP): Terra and Aqua direct broadcast processing and applications. AMS 13th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Norfolk, VA, 20-23 September 2004 (preprints). American Meteorological Society, Boston, MA, 2004, Paper P1.17. Call Number: Reprint # 3783.
- Strahler, A., Muchoney, D., Borak, J., Friedl, M., Gopal, S., Lambin, E., Moody, A., 1999. MODIS Land Cover Product - Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) Version 5.0. MODIS Land Cover and Land-Cover Change.
- Sukhinin, A.I., French, N.H.F., Kasischke, E.S., Hewson, J.H., Soja, A.J., Csiszár, I.A. et al., 2004. AVHRR-based mapping of fires in Russia: New products for fire management and carbon cycle studies. *Remote Sens. Environ.*, 93, 546-564.
- Takács, Á., 1986. A potenciálisan kihullható vízmennyiség évszakos és havi átlagértékei Európában. Az Országos Meteorológiai Szolgálat kisebb kiadványai, 62. szám. Budapest. ISBN 963 7702 07 5.
- Tang, J., Xue, Y., Yu, T., Guan, Y., 2005. Aerosol optical thickness determination by exploiting the synergy of Terra and Aqua MODIS. *Remote Sens. Environ.*, 94, 327-334.
- Tanré, D., Deroo, C., Duhaut, P., Herman, M., Morcrette, J.J., Perbos, J., Deschamps, P.Y., 1986. Simulations of satellite signal in the solar spectrum – User's guide. Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Lille, 264p.

- Tanré, D., Deroo, C., Duhaut, P., Herman, M., Morcette, J.I., Perbos, J., Deschamps, P.Y., 1990. Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. *Int. J. Remote Sens.*, 11, 659-668.
- Tarnavsky, E., Garriguesb, S., Brown, M.E., 2008. Multiscale geostatistical analysis of AVHRR, SPOT-VGT, and MODIS global NDVI products. *Remote Sens. Environ.*, 112, 535-549.
- Tarpley, J.P., Schneider, S.R., Money, R.L., 1984. Global vegetation indices from NOAA-7 meteorological satellite. *J. Climatol. Appl. Meteorol.*, 23, 491-494.
- Teillet, P.M., 1992. An algorithm for the radiometric and atmospheric correction of AVHRR data in the solar reflective channels. *Remote Sens. Environ.*, 41, 185-195.
- Telesca, L., Lasaponara, R., 2006. Fire-induced variability in satellite SPOT-VGT NDVI vegetational data. *Int. J. Remote Sens.*, 27, 14, 3087-3095.
- Thépaut, J.N., 2004. Satellite data assimilation in numerical weather prediction: an overview. (Internet elérhetőség: http://www.ecmwf.int/newsevents/training/meteorological_presentations/MET_DA.htm)
- Timár, G., Ferencz, Cs., Lichtenberger, J., Kern, A., Molnár, G., Székely, B., Pásztor, Sz., 2006. MODIS-adatvételek az ELTE műholdvevő állomásán. *Geodézia és Kartográfia*, 58, 11-14. ISSN 0016-7118
- Timár, G., Kern, A., 2007. Sivatagi porcsóvák és porjelenségek a Földközi-tenger felett – úrfelvételek az ELTE műholdvevő állomásáról. *Földrajzi Közlemények*, 55, 361-370. ISSN 0015-5411.
- Timár, G., Székely, B., Molnár, G., Ferencz, Cs., Kern, A., Galambos, C., Gercsák, G., Zentai, L., 2008. Combination of historical maps and satellite images of the Banat region – re-appearance of an old wetland area. *Global Planet. Change*, 62, 29-38. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.11.002
- Tomassini, M., Gendt, G., Dick, G., Ramatschi, M., Schraff, Ch., 2002. Monitoring of integrated water vapor from ground-based GPS observations and their assimilation in a limited area model. *Phys. Chem. Earth*, 27, 341-346.
- Trishchenko, A.P., Li, Z., Park, W., Cihlar, J., 2000. BRDF Effects in Satellite Retrieval of Surface Spectral Reflectance in Solar Spectral Region. Tenth ARM Science Team Meeting Proceedings, San Antonio, Texas, March 13-17, 2000. (Internet elérhetőség: http://www.arm.gov/publications/proceedings/conf10/extended_abs/trishchenko2_ap.pdf)
- Trishchenko, A., Cihlar, J., Li, Z., 2002. Effects of spectral function on surface reflectance and NDVI measured with moderate resolution satellite sensors. *Remote Sens. Environ.*, 81, 1-18.
- Trishchenko, A.P., 2009. Effects of spectral response function on surface reflectance and NDVI measured with moderate resolution satellite sensors: Extension to AVHRR NOAA-17, 18 and METOP-A. *Remote Sens. Environ.*, 113, 335-341. doi:10.1016/j.rse.2008.10.002
- Tucker, C.J., Holben, B.N., Elgin, J.H., McMurtrey, J.E., 1981. Remote sensing of total dry matter accumulation in winter wheat. *Remote Sens. Environ.*, 11, 171-189.
- Tucker, C.J., Sellers, P.J., 1986. Satellite remote sensing of primary productivity. *Int. J. Remote Sens.*, 7, 1395-1416.
- Tucker, C.J., Slayback, D.A., Pinzon, J.E., Los, S.O., Myneni, R. B., Taylor, M.G., 2001. Higher northern latitude normalized difference vegetation index and growing season trends from 1982 to 1999. *Int. J. Biometeorol.*, 45, 184-190.
- Tucker, C.J., Pinzon, J.E., Brown, M.E., Slayback, D.A., Pak, E.W., Mahoney, R., Vermote, E.F., El Saleous, N., 2005. An extended AVHRR 8-km NDVI dataset compatible with MODIS and SPOT vegetation NDVI data. *Int. J. Remote Sens.*, 26, 20, 4485-4498.
- Untch, A., Miller, M., Hortal, M., Buizza, R., Janssen, P., 2006. Towards a global meso-scale model: The high-resolution system T799L91 and T399L62. *ECMWF Newsletter*, 108, 6-13.

- University of Wyoming, 2010. Sounding website. (Internet elérhetőség: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (2010-es állapot))
- Uppala, S.M., Kallberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., Da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A. C.M., Berg, L. Van De, Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J., 2005. The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961-3012.
- van Leeuwen, W.J.D., Orr, B.J., Marsh, S.E., Herrmann, S.M., 2006. Multi-sensor NDVI data continuity: Uncertainties and implications for vegetation monitoring applications. *Remote Sens. Environ.*, 100, 67-81.
- Verbeeck, H., Samson, R., Verdonck, F., Lemeur, R., 2006. Parameter sensitivity and uncertainty of the forest carbon flux model FORUG: a Monte Carlo analysis. *Tree Physiology*, 26, 807-817.
- Vermote E., Tanré, D., Deuzé, J.L., Herman, M., Morcrette, J.J., 1997a. Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S), Users Guide.
- Vermote, E., Tanré, D., Deuzé, J.L., Herman, M., Morcrette, J.J., 1997b. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: An overview. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 35, 675-686.
- Vermote, E.F., El Saleous, N.Z., Justice, C.O., 2002. Atmospheric correction of the MODIS data in the visible to middle infrared: First results. *Remote Sens. Environ.*, 83, 97-111.
- Vermote, E.F., El Saleous, N.Z., 2006. Operational atmospheric correction of MODIS visible to middle infrared land surface data in the case of an infinite Lambertian target. In: Earth Science Satellite Remote Sensing, Science and Instruments (eds: Qu, J. et al.), 1, 8, 123-153.
- Viovy, N., Arino, O., Belward A.S., 1992. The Best Index Slope Extraction: A method for reducing noise in NDVI time-series. *Int. J. Remote Sens.*, 13, 1585-1590.
- Vitousek, P. M., Mooney, H. A., Lubchenco, J., Melillo, J. M., 1997. Human domination of Earth's ecosystems. *Science*, 277, 494-499.
- Vömel, H., Selkirk, H., Miloshevich, L., Valverde, J., Valdés, J., Kyrö, E., Kivi, R., Stolz, W., Peng, G., Diaz, J.A., 2007. Radiation dry bias of the Vaisala RS92 humidity sensor. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 24, 953-963. doi:10.1175/jtech2019.1
- Yang, P., Zhang, L., Hong, G., Nasiri, S.L., Baum, B.A., Huang, H.L., King, M.D., Platnick, S., 2007. Differences between collection 4 and 5 MODIS ice cloud optical/microphysical products and their impact on radiative forcing simulations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 45, 2886-2899.
- Walthall, C.L., Norman, J.M., Welles, J.M., Campbell, G., Blad, B.L., 1985. Simple equation to approximate the bidirectional reflectance from vegetation canopies and bare soil surfaces. *Appl. Optics*, 24, 383-387.
- Wang, J., Cole, H.L., Carlson, D.J., Miller, E.R., Beierle, K., Paukkunen, A., Laine, T.K., 2002. Corrections of humidity measurement errors from the Vaisala RS80 radiosonde - Application to TOGA COARE data. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 19, 981-1002.
- Wang, L., Qu, J.J., Zhang, S., Hao, X., Dasgupta, S., 2007a. Soil moisture estimation using MODIS and ground measurements in eastern China. *Int. J. Remote Sens.*, 28, 1413-1418.
- Wang, X.W., Xie, H.J., Guan, H.D., Zhou, X.B., 2007b. Different responses of MODIS-derived NDVI to root-zone soil moisture in semi-arid and humid regions. *J. Hydrol.*, 340, 12-24.

- Wanner, W., Strahler, A.H., Hu, B., Lewis, P., Muller, J.-P., Li, X., Schaaf, C.L.B., Barnsley, M.J., 1997. Global retrieval of bidirectional reflectance and albedo over land from EOS MODIS and MISR data: Theory and algorithm. *J. Geophys. Res.*, 102, 17143-17161.
- Wardlow, B.D., Egbert, S.L., 2008. Large-area crop mapping using time-series MODIS 250 m NDVI data: An assessment for the U.S. Central Great Plains. *Remote Sens. Environ.*, 112, 1096-1116.
- Westwater, E.R., Han, Y., Shupe, M.D., Matrosov, S.Y., 2001. Analysis of integrated cloud liquid and precipitable water vapor retrievals from microwave radiometers during the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean project. *J. Geophys. Res.*, 106, 32019-32030.
- Wild, M., 2009. Global dimming and brightening: A review. *J. Geophys. Res.*, 114, D00D16. doi:10.1029/2008JD011470.
- Wild, M., Gilgen, H., Roesch, A., Ohmura, A., Long, C.N., Dutton, E.G., Forgan, B., Kallis, A., Russak, V., Tsvetkov, A., 2005. From dimming to brightening: Decadal changes in surface solar radiation. *Science*, 308, 847-850. doi:10.1126/science.1103215
- Wild, M., Trüssel, B., Ohmura, A., Long, C.N., König-Langlo, G., Dutton, E.G., Tsvetkov, A., 2009. Global dimming and brightening: An update beyond 2000. *J. Geophys. Res.*, 114, D00D13. doi:10.1029/2008JD011382.
- Wolfe, R.E., Nishihama, M., Fleig, A.J., Kuyper, J.A., Roy, D.P., Storey, J.C., Patt, F.S., 2002. Achieving sub-pixel geolocation accuracy in support of MODIS land science. *Remote Sens. Environ.*, 83, 31-49.
- Wu, A., Li, Z., Cihlar, J., 1995. Effects of land cover type and greenness on advanced very high resolution radiometer bidirectional reflectances: Analysis and removal. *J. Geophys. Res.*, 100, 9179-9192.
- Wu, C., Niu, Z., Gao, S., 2010. Gross primary production estimation from MODIS data with vegetation index and photosynthetically active radiation in maize. *J. Geophys. Res.*, 115, D12127. doi:10.1029/2009JD013023.
- Wulfmeyer, V., Bauer, T.H., Di Girolamo, P., Serio, C., 2005. Comparison of active and passive water vapor remote sensing from space: An analysis based on the simulated performance of IASI and space borne differential absorption lidar. *Remote Sens. Environ.*, 95, 211- 230.
- Yu, H., Kaufman, Y.J., Chin, M., Feingold, G., Remer, L.A., Anderson, T.L., Balkanski, Y., Bellouin, N., Boucher, O., Christopher, S., DeCola, P., Kahn, R., Koch, D., Loeb, N., Reddy, M.S., Schulz, M., Takemura, T., Zhou, M., 2006. A review of measurement-based assessments of aerosol direct radiative effect and forcing. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 613-666.
- Zaitchik, B.F., Macalady, A.K., Bonneau, L.R., Smith, R.B., 2006. Europe's 2003 heat wave: A satellite view of impacts and land-atmosphere feedbacks. *Int. J. Climatol.*, 26, 743-769.
- Zhao, M., Running, S.W., 2010. Drought-induced reduction in global terrestrial net primary production from 2000 through 2009. *Science*, 329, 940-943.
- Zhou, L., Tucker, C.J., Kaufmann, R.K., Slayback, D., Shabanov, N.V., Myneni, R.B., 2001. Variations in northern vegetation activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981 to 1999. *J. Geophys. Res.*, 106, 20,069-20,083. doi:10.1029/2000JD000115.

Függelék – 1.

A SMAC eljárásban szereplő, aeroszol részecskék szórásából eredő légköri reflektancia (ρ_{ap}) meghatározására szolgáló egyenletrendszer (ahol ω_0 és g_c szenzortól és csatornától függő konstansok, míg a többi változó a 3.1.1.1. alfejezetben részletezett mennyiségek):

$$dp = \frac{-3\mu_s^2\omega_0}{4(1-\mu_s^2(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c))} + \mu_s \frac{-3\mu_s^2\omega_0 g_c(1-\omega_0)}{4(1-\mu_s^2(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c))}, \quad (38)$$

$$b = \frac{2\sqrt{(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c)}}{3-\omega_0 3g_c \left(\frac{-3\mu_s^2\omega_0}{4(1-\mu_s^2(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c))} + \frac{-3\mu_s^2\omega_0 g_c(1-\omega_0)}{4(1-\mu_s^2(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c))} \right)}, \quad (39)$$

$$q_1 = 2 + 3\mu_s + 3\mu_s g_c(1-\omega_0)(1+2\mu_s), \quad (40)$$

$$q_2 = 2 - 3\mu_s - 3\mu_s g_c(1-\omega_0)(1-2\mu_s), \quad (41)$$

$$q_3 = q_2 e^{\frac{\tau_p}{\mu_s}}, \quad (42)$$

$$c_1 = \frac{\frac{\omega_0}{4}\mu_s}{\frac{1-\mu_s^2(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c)}{e^{\tau_p\sqrt{(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c)}}(1+b)^2 - e^{-\tau_p\sqrt{(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c)}}(1-b)^2}} \left(q_1 e^{\tau_p\sqrt{(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c)}}(1+b) + q_3(1-b) \right), \quad (43)$$

$$c_2 = -\frac{\frac{\omega_0}{4}\mu_s}{\frac{1-\mu_s^2(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c)}{e^{\tau_p\sqrt{(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c)}}(1+b)^2 - e^{-\tau_p\sqrt{(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c)}}(1-b)^2}} \left(q_1 e^{-\tau_p\sqrt{(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c)}}(1-b) + q_3(1+b) \right), \quad (44)$$

$$z = \frac{-3\mu_s^2\omega_0}{4(1-\mu_s^2(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c))} + \frac{-3\mu_s^2\omega_0 g_c(1-\omega_0)}{4(1-\mu_s^2(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c))} - \omega_0 3g_c \mu_v dp + \frac{\omega_0 P_p(\xi)}{4}, \quad (45)$$

$$x = c_1 - \omega_0 3g_c \mu_v \frac{c_1 \sqrt{(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c)}}{3-\omega_0 3g_c}, \quad (46)$$

$$y = c_2 + \omega_0 3g_c \mu_v \frac{c_2 \sqrt{(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c)}}{3-\omega_0 3g_c}, \quad (47)$$

$$aa_1 = \frac{\mu_v}{1 + \mu_v \sqrt{(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c)}}, \quad (48)$$

$$aa_2 = \frac{\mu_v}{1 - \mu_v \sqrt{(1-\omega_0)(3-\omega_0 3g_c)}}, \quad (49)$$

$$aa_3 = \frac{\mu_s \mu_v}{\mu_s + \mu_v}, \quad (50)$$