

PANNON EGYETEM
FESTETICS DOKTORI ISKOLA

Doktori Iskola vezető:

Dr. Anda Angéla
az MTA Doktora

PIRANOMÉTER HIBÁS SZINTEZÉSÉNEK HATÁSA A
GLOBALSUGÁRZÁS MÉRT ÉRTÉKÉRE ÉS A HIBA DETEKTÁLÁSÁNAK
LEHETŐSÉGEI

Doktori (PhD) értekezés

DOI:10.18136/PE.2016.610

Készítette:

MENYHÁRT LÁSZLÓ

Témavezető:

Dr. Anda Angéla
egyetemi tanár, az MTA doktora

Keszthely

2016

**PIRANOMÉTER HIBÁS SZINTEZÉSÉNEK HATÁSA A GLOBÁLSUGÁRZÁS
MÉRT ÉRTÉKÉRE ÉS A HIBA DETEKTÁLÁSÁNAK LEHETŐSÉGEI**

Értekezés doktori (PhD) fokozat elnyerése érdekében

Írta:

Menyhárt László

Készült a Pannon Egyetem Festetics Doktori Iskolája keretében

Témavezető: Dr. Anda Angéla

Elfogadásra javaslom (igen/nem)

.....

(aláírás)

A jelölt a doktori szigorlaton %-ot ért el.

Az értekezést bírálóként elfogadásra javaslom:

Bíráló neve: igen/nem

.....

(aláírás)

Bíráló neve: igen/nem

.....

(aláírás)

A jelölt az értekezés nyilvános vitáján %-ot ért el.

Keszthely,

.....

a Bíráló Bizottság elnöke

A doktori (PhD) oklevél minősítése

.....

Az EDHT elnöke

TARTALOMJEGYZÉK

Tartalomjegyzék	3
Kivonat	5
Abstract	6
Auszug	7
1. Bevezetés	8
1.1. A dolgozat célkitűzése	8
2. Irodalmi áttekintés	9
2.1. A napsugárzás mérésének fizikai háttere	9
2.2. Globálsugárzás mérése és modellezése	18
2.3. Piranométerek kalibrálása	20
2.4. A globálsugárzás mérés bizonytalansága és annak csökkentése	21
2.5. Az adatok minőségellenőrzése	24
2.6. Piranométer színtezési hibája	27
2.7. Kvantilis regresszió a meteorológiai kutatásokban	28
3. Mért és számított adatok	35
3.1. Mért adatok	35
3.2. Ferde felületre érkező globálsugárzás	35
4. Piranométer hibás színtezésének hatása a globálsugárzás mért értékére	38
4.1. Éves összeg relatív hibája	38
4.2. Havi összeg relatív hibája	40
4.3. Napi összeg relatív hibája	41
4.4. 10 perces átlag relatív hibája	44
5. Piranométer színtezési hibájának kimutatása	46
5.1. A vízszintes, derült globálsugárzás modellje	46
5.2. A detektálási eljárás lépései	52
5.2.1. Interpolált globálsugárzás	52
5.2.2. A vizsgált piranométer síkjára eső derült globálsugárzás	53
5.2.3. Derült globálsugárzás értékek összegzése azimutonként	55
5.2.4. Vízszintes, derült globálsugárzás értékek összegzése azimutonként	56
5.2.5. $NS(\alpha)$ változásának amplitúdója	57
5.2.6. $NS(\alpha)$ amplitúdójának a konfidencia intervalluma	58
5.2.7. Azimut tartomány kiválasztása	58

5.2.8.	q kvantilis kiválasztása.....	59
5.3.	A módszer tesztelése.....	60
5.3.1.	Az $NS(\alpha)$ amplitúdó konfidencia intervallumának felső határa	60
5.3.2.	Vízszintes piranométer.....	61
5.3.3.	Ferde piranométer	62
5.4.	A módszer általánosítása kisebb időbeli felbontású globálsugárzás adatokra	64
5.5.	A módszer tesztelése órás adatok alapján	66
5.5.1.	Konfidencia intervallum	66
5.5.2.	Vízszintes piranométer.....	67
5.5.3.	Ferde piranométer	67
5.6.	A dőlés hatása $NS(\alpha)$ menetére	68
5.7.	Miért tűnik kissé ferdeknek a vízszintes adatsor?	71
5.8.	Dőlés detektálása a meredekség alapján	74
5.9.	Dőlés detektálása a görbületkülönbség alapján	77
5.10.	Dőlés detektálása a görbület-négyzetösszeg alapján	81
5.11.	A vizsgált mennyiségek detektálási erejének összehasonlítása.....	84
6.	Következtetések és javaslatok.....	86
7.	Tézisek.....	89
8.	Thesis.....	91
9.	Összefoglalás	93
	Köszönetnyilvánítás.....	96
	Irodalomjegyzék.....	97

KIVONAT

Piranométer hibás szintezésének hatása a globálsugárzás mért értékére és a hiba detektálásának lehetőségei

A globálsugárzás pontos méréséhez elengedhetetlen a piranométer precíz vízszintezése. Az automatizált, folyamatos emberi felügyelet nélkül működő állomásokon azonban előfordulhat, hogy a piranométer kibillen a vízszintes helyzetből, és ennek következtében a műszer hibás adatokat mér. Dolgozatunk első részében azt vizsgáltuk, hogy a piranométer néhány fokos kibillenése milyen mértékű változást okoz a mért globálsugárzás éves, havi és napi összegében, valamint a 10 perces átlagban. A ferde és a vízszintes piranométerre eső globálsugárzást egyaránt a direkt-, diffúz- és reflexsugárzás komponensekből állítottuk elő. Eredményeink szerint egy 2°-os kibillenés délre az éves összegben 1,4%-os relatív hibát eredményezett. A novemberi, decemberi és januári havi összeg hibája meghaladta a 3%-ot. Derült, téli napokon a napi összeg hibája 9% körül volt.

Dolgozatunk második részében egy olyan eljárást ismertetünk, amely alkalmas a piranométerek kismértékű, 1-2°-os kibillenésének detektálására egy éves adatsor alapján. Az eljárást a globálsugárzás 10 perces átlagait tartalmazó adatsoron mutatjuk be, de ismertetjük annak általánosítását kisebb időbeli felbontású adatsorokra is. Az eljárás menete a következő: A vizsgált piranométer adatsorából kvantilis regresszió segítségével becsüljük a derült globálsugárzást a nap sorszáma és az azimut függvényében, majd ezeket az értékeket azimutonként összeadjuk. Ugyanakkor egy másik, lehetőleg 200 km-es távolságon belül lévő, gondosan vízszintezett piranométer adatsorából is készítünk egy modellt, ami a vízszintes, derült globálsugárzásra ad becslést a nap sorszáma és a napmagasság függvényében. Ezzel is kiszámítjuk a vizsgált piranométer helyén a globálsugárzást, és ezeket az értékeket is összeadjuk azimutonként. Ezt követően a vizsgált piranométer adatsora alapján számolt összegeket elosztjuk a vízszintes modell alapján számolt összegekkel, és az így kapott hányados változását vizsgáljuk az azimut függvényében. Négyféle mennyiséget definiáltunk, ezek a különböző irányú dölésekre különböző mértékben érzékenyek. 95%-os konfidenciaszinten 1,5°-os, míg 99% konfidenciaszinten 2°-os dölést minden irányban ki tudtunk mutatni. Ugyanakkor 1°-os dölést 99%-os konfidenciaszinten is sikerült kimutatni a Ny-É-K tartományban.

ABSTRACT

The effect of leveling error of the pyranometer on the measured value of global radiation and the possibilities of the detection of the error

Accurate leveling of the pyranometers is essential to obtain high-precision global solar radiation data. Error caused by inclination of a few degrees was calculated for the annual, monthly, daily total and 10-min average global radiation. Global irradiance incident on both the horizontal and the tilted surface was calculated from the direct beam, diffuse and the ground-reflected irradiance. A tilt as small as 2° towards the South caused relative error of 1.4% in the annual sum, over 3% in the monthly sum of November, December and January as well as around 9% on clear sky days in winter.

A new method for detecting a small tilt of the pyranometer was developed. It can detect a tilt as small as $1-2^\circ$ from a one-year 10-min averaged global radiation data. Clear-sky global radiation is estimated from the data measured. Estimated values from each day are added up azimuth-wise. These totals are normalized with a similar quantity calculated from a horizontal clear-sky model. The variation of the normalized values is analyzed to detect the tilt. Four quantities were defined which were sensitive in varying degrees to the tilt towards different directions. Tilt of 1.5° was detected in any direction at 95% confidence level and tilt of 2° at 99% confidence level.

AUSZUG

Die Wirkung von dem falschen Ebenen des Piranometers auf die gemessene Werten der Globalstrahlung und die Möglichkeiten von der Bezeichnung der Fehler

Für die genaue Messung der Globalstrahlung ist das präzise Ebenen des Piranometers erforderlich. Es wurde gerechnet dass eine Wippe; nur mit wenigen Stufen; wie große Fehler in der Summe der jährlichen, monatlichen, täglichen und in 10 Minuten Durchschnitt der Globalstrahlung wirkt. Die Globalstrahlung; kommt in waagrechten Flächen und in schräge Flächen an; wurde aus die Komponenten von Direkt, Diffuse und Reflexstrahlung ausgerechnet. 2° Wippen in Süden wirkt 1.4% relative Fehler in der Summe der jährliche Globalstrahlung, mehr als 3% Fehler in der monatliche Summe von November, Dezember und Januar, und ungefähr 9% Fehler in der tägliche Summe von Wintertagen.

Eine Methode für die Detektion des klein wippenden Piranometer wurde ausgearbeitet. Mit der Hilfe dieser Methode kann 1-2° Wippen aus den 10 Minuten Durchschnittswerten der jährlichen Globalstrahlung bezeichnet werden. Aus den gemessenen Daten wird eine Schätzung für die klare Globalstrahlung ausgebaut. Diese Daten werden als Azimut summiert. Die so ausgerechneten Summen werden durch einen ähnlichen Wert normiert, die aus klare, waagrechte Daten von eine Globalstrahlung Modell berechnet wird. Aus die azimutliche Veränderung von den normierten Werten wird die zufällige Wippe des Piranometers berechnet. Vier Werte wurden definiert, die für die verschiedenen Wippen zu den verschiedenen Richtungen verschiedene Empfindlichkeit haben. Mit der Hilfe dieses Methode kann mit 95% Konfidenz 1.5° und mit 99% Konfidenz 2° in alle Richtungen berechnet werden.

1. BEVEZETÉS

Az utóbbi évtizedekben folyamatosan nőtt az igény a nagy pontosságú globálsugárzás adatok iránt. A meteorológiai és klíma modellek, a napkollektoros és fotoelektromos rendszerek tervezése, a szoláris építészet egyaránt megbízható, nagy térbeli és időbeli felbontású globálsugárzás adatokat igényel. Ehhez igazodva a sugárzásmérő eszközök is jelentős fejlődésen mentek keresztül. A meteorológiai állomások közül egyre több helyen van globálsugárzás mérés és általánossá vált a piranométerek ipari célokra történő felhasználása is. A klímaváltozás miatt kiemelt szerepet kapott a sugárzási egyenleg vizsgálata. Itt gyakran olyan kis változásokat szeretnénk mérésekkel kimutatni, ami a mérési pontosság nagyságrendjébe esik. Ahhoz, hogy kellően megbízható méréseket végezhessünk, elengedhetetlen a szenzor pontos vízszintezése, amit a gyártók a műszertestre szerelt libellával segítenek. Azonban a telepítések elvégzett gondos szintezés ellenére is előfordulhat, hogy a piranométer a későbbiekben kibillen a vízszintes helyzetéből és emiatt hibás értékeket mér. Mivel a piranométerek jelentős része automata meteorológiai mérőállomásokon működik, előfordulhat, hogy erre csak jóval később derül fény. Régi, archivált adatsorok esetén pedig már egyáltalán nincs lehetőség fizikailag meggyőződni a szintezés pontosságáról. A globálsugárzás adatsorokban előforduló hibák felderítésére és a hibák kiküszöbölésére többféle eljárást dolgoztak ki. Ezek a módszerek egy alsó és egy felső küszöbértéket határoznak meg minden egyes méréshez, és hibásnak tekintik azokat az értékeket, amelyek nem esnek a küszöbértékek közé. Így kiszűrjük a kiugróan alacsony vagy magas értékeket, de nem foglalkoznak azzal, hogy a küszöbértékek közé eső adat is lehet hibával terhelt.

1.1. A dolgozat célkitűzése

Dolgozatunk egyik célja, hogy megvizsgáljuk, milyen mértékben torzítja a piranométer szintezési hibája a globálsugárzás éves összegének, havi összegének, napi összegének és a 10 perces átlagának a mért értékét.

Másik célunk egy olyan eljárás kidolgozása, ami beépíthető a hálózatszerűen működő piranométerek adatainak minőségellenőrzési rendszerébe és alkalmas az esetleges szintezési hiba detektálására. Célunk a hosszabb, legalább egy éves idősorokból olyan mennyiségek előállítását volt, amelyekhez a globálsugárzáson kívül más adatra nincs szükség, melyek érzékenyek a különböző irányú dölésekre, és ezért alkalmasak annak detektálására utólag, a mérést követően is.

2. IRODALMI ÁTTEKINTÉS

2.1. A napsugárzás mérésének fizikai háttere

A Naptól a Föld felszínére érkező elektromágneses sugárzás közelítőleg 99%-a a 0,3 μm és 3 μm közötti rövidhullámú spektrális tartományba esik. Globálsugárzásnak nevezzük a vízszintes felületre a felette lévő féltér egészéből érkező rövidhullámú sugárzást. Ez a Nap irányából érkező direkt sugárzás függőleges komponensének és az égbolt többi részéből érkező diffúz sugárzásnak az összege. A Naptól érkező elektromágneses sugárzás sugárzási teljesítménye az egyik legnehezebben mérhető meteorológiai mennyiség (Paulescu et al., 2012). Mivel a közvetlen mérésére nincs lehetőségünk, a sugárzásmérők vagy a fényelektromos hatást vagy a hőhatást használják a sugárzás mérésére. Régebben használtak bimetálos sugárzásmérőket is. A fényelektromos hatásnál a sugárzás kvantumai, a fotonok kölcsönhatásba lépnek az érzékelő anyagának elektronjaival, így a sugárzási energia közvetlenül elektromos energiává alakul. A hőhatást felhasználó eszközöknél általában egy feketére festett abszorber elnyeli a sugárzást, aminek következtében megnő az abszorber belső energiája, azaz hőmérséklete. Tehát első lépésben a sugárzási energia hőenergiává alakul. Második lépésben ezt a hőenergiát egy termoelem alakítja át elektromos energiává, amit már nagy pontossággal tudunk mérni. A termoelem működési elve a Seebeck-hatáson alapul, aminek lényege, hogy ha két különböző minőségű fémeket a két végükön egymáshoz illesztünk és az illesztési pontokat különböző hőmérsékleten tartjuk, akkor azok között feszültség jön létre. Ennek a feszültségnek a nagysága függ a hőmérséklet különbségtől, a két fém anyagi minőségétől és a hidegpont hőmérsékletétől (Velmre, 2007). A gyakorlatban több termoelemet sorosan kapcsolnak azért, hogy a kimeneten megjelenő feszültség nagyobb és így könnyebben mérhető legyen (Budó, 1971). Ezt nevezzük termooszlopnak. A fényelektromos hatáson alapuló műszerek fő jellemzője a nagyfokú spektrális szelektivitás (hullámhosszfüggés) és hőmérsékletfüggés. Ezek jellemzően a látható és a közeli infravörös tartományban, kb. a 400 nm és az 1100 nm közötti tartományban érzékenyek. A válaszidejük nagyon rövid, mindössze néhány mikroszekundum. A termooszlopos sugárzásmérők ezzel szemben közel egyenletesen érzékenyek a 300 nm és a 3000 nm közötti tartományban, ugyanakkor a válaszidejük jóval nagyobb, közelítőleg 1 és 5 másodperc között van (Sengupta et al., 2015). A műszerek kimenetén megjelenő feszültség 1000 Wm^{-2} sugárzási teljesítmény

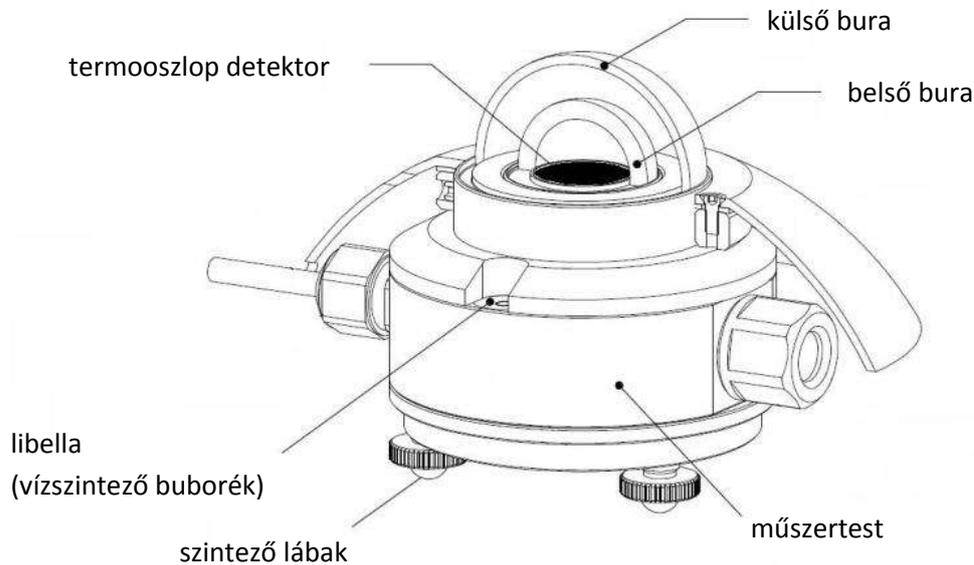
esetén nagyságrendileg 10 mV. Emiatt meglehetősen fontos, hogy az eszközök telepítéskor és működtetéskor minden zavaró elektromos hatást távol tartsunk.

A napsugárzás mérésére szolgáló két legfontosabb eszköz a pirheliométer és a piranométer. A pirheliométer a direkt sugárzás mérésére szolgál, ami a Nap korongjának térszögéből a Nap irányára merőlegesen álló felületre belépő sugárzás (Major, 1985). A piranométer egy teljes féltérből, vagyis 2π térszögből érkező sugárzás mérésére szolgál. Leggyakrabban a globálsugárzás mérésére használjuk, ilyenkor rendkívül fontos a műszer pontos vízszintezése. Emellett használjuk a ferde felületre, akár a függőleges felületre érkező sugárzás mérésére, lefelé fordítva a reflexsugárzás mérésére, vagy megfelelő árnyékoló eszköz használatával a diffúz, vagy szórt sugárzás mérésére is. A pirheliométerek és a piranométerek fejlődéséről alapos történeti összefoglaló található Vignola et al. (2012) munkájában.

A ma használatos piranométerek két nagy csoportba sorolhatók a szenzor működési elve alapján. A fotodiódával működő piranométerek előnye, hogy jóval olcsóbbak termooszlopos társaiknál és lényegesen rövidebb a válaszidejük. 1 másodpercesnél finomabb felbontású mérésekhez mindenképp ilyen műszerre van szükség. Legnagyobb hátrányuk, hogy a szilícium alapú szenzor a napsugárzás spektrumának csak egy szűk tartományában érzékeny. A kalibrációs tényezőt úgy kell meghatározni, hogy a teljes rövidhullámú tartományban érkező sugárzási áramsűrűséget mérni lehessen (Sengupta et al., 2012). Ez a kalibrálási tényező azonban jellemzően egy darab szám, amit szabvány körülmények között meghatároznak, majd ettől jelentősen eltérő üzemi körülmények között is használnak. Ez akkor lenne elfogadható, ha a vizsgált napsugárzás minden hullámhosszú komponense ugyanúgy reagálna a légköri változásokra. Azonban a légköri szórás és abszorpció erősen hullámhossz függő, így a szabványos körülmények között meghatározott kalibrációs tényező nem használható az attól eltérő körülmények között (Myers et al., 2000; Stoffel et al., 2010). Bár a fotodiódás piranométerek és a hozzájuk tartozó korrekciós eljárások is rohamosan fejlődnek (Raich et al., 2007; Martinez et al., 2009), ahol nagy pontosságú, megbízható mérésekre van szükség, ott elsősorban termooszlopos piranométereket használnak. Ezért a továbbiakban elsősorban ezeket mutatjuk be.

A termoelektromos piranométerek abszorberre lehet teljesen fekete vagy fekete-fehér. A teljesen fekete abszorberű műszereknél a termoelem melegpontja az abszorberhez, hidegpontja a műszertesthez csatlakozik. Fekete-fehér abszorber esetén a melegpont a feketére festett részhez, a hidegpont a fehérre festett részhez csatlakozik (Haeffelin et al.,

2001). Egy termoelektromos elven működő piranométer sematikus rajzát mutatja az 1. ábra.



1. ábra A piranométer felépítése

Forrás: HuksefluxUSA

A piranométer legfontosabb része a szenzor. Ez leggyakrabban réz-konstantán termoelem, ami 1°C hőmérséklet különbség hatására $41\ \mu\text{V}$ feszültséget állít elő. A piranométer érzékenysége elsősorban a termooszlop struktúrájától és fizikai tulajdonságaitól függ. Minden termooszlopnak egyedi érzékenysége van, ezért a gyártó minden műszerre egyedileg állapítja meg annak értékét. A szenzor fölött lévő félgömb alakú üvegbúra szerepe kettős. Egyrészt védi a szenzort a környezet zavaró hatásaitól, mint pl. szélről, csapadéktól, portól, másrészt nem engedi át a hosszuhullámú sugárzást. A szenzor síkjában lévő fehér tányér vagy köpeny megakadályozza, hogy a sík másik oldaláról érkező sugárzás az üvegburára jusson, mert annak belső felületéről valamennyi az érzékelőre reflektálna (Major, 1985). Továbbá védi a műszertestet a direkt sugárzás melegítő hatásától. A vízszintezést elősegítendő a műszertestbe libellát építenek, ami egy mai, jobb minőségű műszer esetén $0,1^{\circ}$ -nál pontosabb vízszintezést tesz lehetővé (Kipp and Zonen, 2013). A műszertestbe páramegkötő anyagot - általában szilikagélt - helyeznek, hogy megakadályozza a páralecsapódást. A pontos mérések érdekében rendkívül fontos, hogy a bura mentes legyen mindenféle szennyeződéstől. Ezt a célt szolgálja a

piranométerek szellőztetése. Kis ventilátorok segítségével az érzékelő síkja alól levegőt áramoltatnak a bura felett. A levegő lehet fűtött is. Ez megakadályozza, hogy por, vízpára, esőcseppek, deresedés, hó, rovarok vagy egyéb szennyezőanyagok lecsökkentsék a piranométerre érkező sugárzás mennyiségét.

Az International Organization for Standardization (ISO) és a World Meteorological Organization (WMO) által rögzített osztályozási rendszer számos jellemző alapján vizsgálja a piranométereket (ISO, 1990; WMO, 2008). Ezek közül a legfontosabbakat ismertetjük Vignola et al. (2012) munkája alapján.

Termikus offszet

A piranométer fekete színű abszorberének nemcsak az abszorpciója, hanem az emissziója is nagy, főleg az infravörös tartományban. A termoszlop csatlakozási pontjai között a hőmérsékletkülönbséggel arányos feszültség jön létre. Ideális esetben ezt a hőmérsékletet csak az elnyelt napsugárzás határozná meg. A valóságban azonban az abszorber termikus kölcsönhatásban van a piranométer burájával és a műszertesttel is. A bura sugárzási energiácaerét folytat az égbolttal, aminek hőmérséklete derült idő esetén jóval alacsonyabb lehet a felszíni hőmérsékletnél. Ennek következtében a bura hősugárzással energiát veszít, hőmérséklete a műszer többi részéhez képest csökken. Így az abszorber egy nála alacsonyabb hőmérsékletű burával cserél energiát hosszuhullámú sugárzás révén, emiatt az ő hőmérséklete is csökken. A piranométer kimenetén megjelenő jel tehát kisebb lesz, és a csökkenés mértéket nevezzük termikus offszetnek (Gulbrandsen, 1978; Wardle és Barton, 1988; Bush et al., 2000; Ji és Tsay, 2000; Dutton et al., 2001; Long et al., 2001). Ennek a mértéke néhány W/m^2 -től akár $-40 W/m^2$ -ig terjedhet. Napközben fokozottabban jelentkezik ez a hatás, mint éjszaka, mivel a napsugárzás által felmelegített műszer és az égbolt között nagyobb a hőmérsékletkülönbség és így a hosszuhullámú energiaveszteség is (Dominguez, 2011). A termikus offszet nagysága arányos a nettó hosszuhullámú sugárzással, ami többek között erősen függ a levegő víz tartalmától. Ezért a termikus offszet fokozottan jelentkezik derült égbolt esetén, és kisebb mértékben borult időben.

Más a helyzet a fekete-fehér abszorber esetén. Az abszorber fehérszínű része csak a rövidhullámú tartományban viselkedik erősen reflektáló felületként, a hosszuhullámú tartományban a fekete színű részhez hasonló emissziós és abszorpciós képességgel rendelkezik. Ezért a hosszuhullámú sugárzási energiacsere következtében a két különböző

színű rész hasonló mértékben hűl le. Vagyis amíg a teljesen fekete abszorber esetén a termoelemnek csak a melegpontja, addig fekete-fehér abszorber esetén a hidegpont és a melegpont egyaránt lehűl. Ezért a fekete-fehér abszorber esetén lényegesen kisebb, szinte elhanyagolható a termikus offszet.

Teljesen fekete abszorber esetén egy második üvegbúra alkalmazásával csökkenthető a termikus offszet. Ekkor a belső búra már nem az égbolttal, hanem az annál melegebb külső burával van termikus kölcsönhatásban, emiatt kevésbé fog lehűlni, és így a szenzor hosszuhullámú sugárzási vesztesége is kisebb lesz.

A termikus offszetet befolyásolja az is, hogy a piranométer szellőztetett-e, az áramoltatott levegő melegített-e, illetve hogy a ventilátort egyen- vagy váltóáramú motor hajtja. Melegített levegő áramoltatása részben kompenzálja a bura sugárzási energiaveszteségét, ezzel csökkenti a termikus offszet mértékét. Ugyanakkor a ventilátor motorja kis mértékben felmelegítheti a piranométer testét és ezzel a termoelem hidegpontját, csökkentve ezzel a sugárzás mért értékét. Váltóáramú motor esetén ez a hatás erősebb, mint egyenáramúnál (Vignola et al., 2012). Tehát a piranométer szellőztetése az elrendezéstől és a mérés körülményeitől függően csökkentheti, de akár növelheti is a termikus offszet értékét.

A termikus offszet korrekciójára számos eljárást publikáltak (ld. 2.4 alfejezet), de egységes módszer a nemzetközi sugárzásmérési gyakorlatban nem terjedt el (Vignola et al., 2012).

A termikus offszet ad magyarázatot arra, hogy miért találták a felszínen mért globalsugárzást sokáig $10\text{-}25\text{ W/m}^2$ -rel kisebbnek a sugárzásátviteli modellekkel becslétnél (Arking, 1996; Philipona, 2002). Szintén ez ad magyarázatot arra, hogy nagyon tiszta égbolt esetén miért mérünk kisebb diffúz sugárzást annál az elméleti minimumnál, amit a Rayleigh szórás alapján számolnak a légkör minden egyéb összetevőjét figyelmen kívül hagyva (Kato, 1999; Cess et al., 2000).

A hosszuhullámú sugárzási energiaveszteség mellett a környezet hőmérsékletváltozása is okozhat változást a mért értékben. A környezet hőmérsékletének növekedése vagy csökkenése a piranométer melegedését vagy hűlését vonja maga után. Mivel nem egyszerre változik a műszer egészének a hőmérséklete, ezért a műszer egyes részei között hőáramok indulnak meg. Ennek jellemzésére azt szokták megadni, hogy 5°C/h hőmérsékletváltozási sebesség hány W/m^2 -rel módosítja a mért értéket. A hatás csökkenthető, ha a termoelemmel sorba kötünk ellenkező polaritással egy másik termoelemet, ami árnyékolva van a napsugárzás elől.

Linearitási hiba

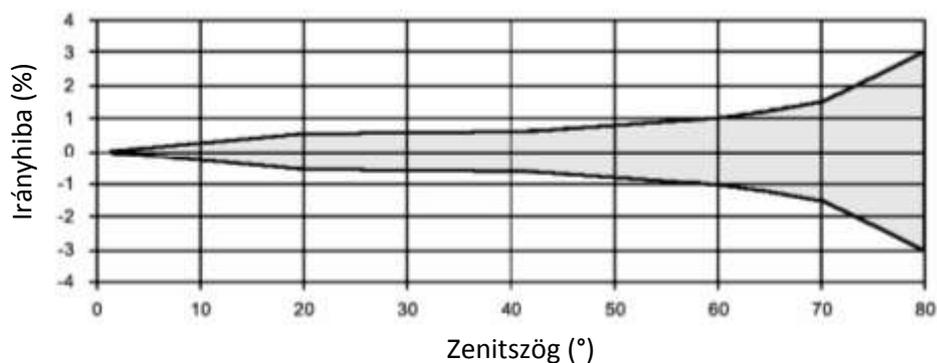
A linearitási hiba azt méri, hogy milyen mértékben változik a piranométer $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$ -ben mért érzékenysége miközben nő a mérendő irradiancia értéke. Megmutatja, hogy a 100 Wm^{-2} és 1000 Wm^{-2} közötti irradianciához tartozó érzékenységek legfeljebb mennyire térnek el az 500 Wm^{-2} -hez tartozó érzékenységtől. pl. a Kipp and Zonen CM11 linearitási hibája a gyártó szerint kisebb, mint 0,6%, CM21 esetén pedig kisebb, mint 0,2%.

Irányhiba

A piranométerek irányhibája két részből tevődik össze: a koszinusz hibából és az azimut hibából. Ideális esetben a piranométerek érzékenysége független a napsugarak beesési szögétől. A Lambert-féle koszinusztörvény szerint a felületre érkező irradiancia egyenesen arányos a beesési szög koszinuszával. Ideális esetben a piranométer érzékelőjének abszorpciója független a beesési szögtől, azaz ha arra párhuzamos sugárnyaláb lép be, akkor a piranométer kimenetén megjelenő jel egyenesen arányos a beesési szög koszinuszával. A valóságban azonban nagy beesési szögeknél ez nem teljesül. A koszinusz törvénytől való eltérést nevezzük koszinusz-hibának. Az azimut hiba pedig azt mutatja meg, hogyan változik a piranométer kimenő jele, ha egy állandó intenzitású, párhuzamos sugárnyalábbal világítjuk meg rögzített beesési szög, de változó azimutszög mellett. Az azimut hiba jellemzően kisebb a koszinusz hibánál.

Az azimut hiba és a koszinusz hiba több okra vezethető vissza (Michalsky et al., 1995; Wardle et al., 1996). A fő ok az abszorber anizotrop abszorpciója. Jelenleg nem létezik olyan festési technológia, amelynél az elnyelő lemez nagy beesési szög esetén nem válik jobban reflektálónak, csillogóvá. Hozzájárul a koszinusz hibához, hogy nagy beesési szögeknél az üvegbúra belső felületéről a sugárzás egy kis része az érzékelőre reflektálódik. Fokozza az irányhibát, ha az érzékelő lemez nem tökéletesen sík vagy nem forgásszimmetrikus. Az üvegbúra vastagsága, a vastagság változása, az üvegbúra és az érzékelő nem tökéletesen koncentrikus illesztése, az abszorber festés egyenetlensége egyaránt hozzájárul az irányhibához. A piranométer vízszintezését segítő libella síkja és az érzékelő optikai síkja sem tökéletesen párhuzamos, ez is megjelenik a műszer irányhibájában (Vignola et al., 2012). Jobb minőségű piranométereknél minden műszerre külön meghatározzák az irányhiba beesési szög és azimut szög függését laboratóriumi

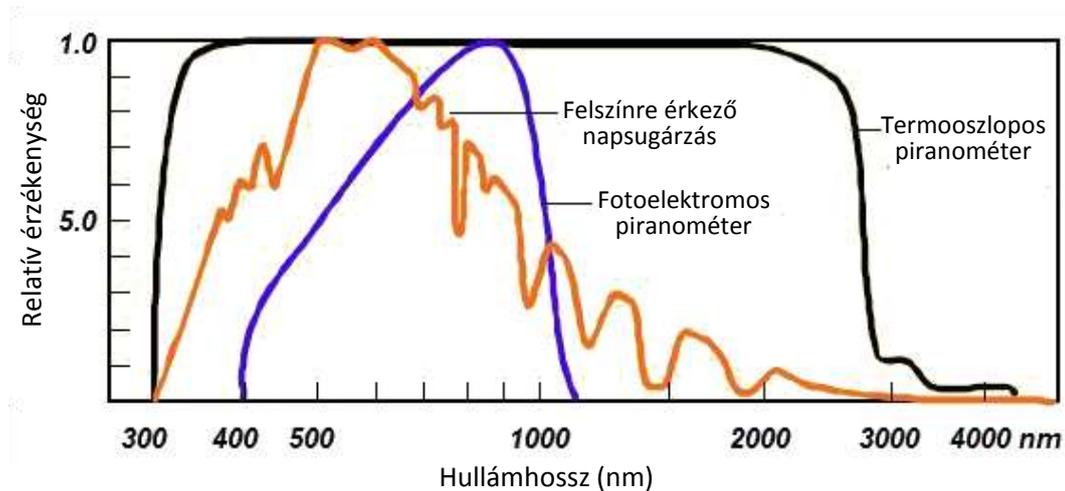
mérésekkel. Az adott beállításhoz tartozó érzékenységet osztják a merőleges beeséshez tartozó érzékenységgel. Egy tipikus karakterisztika látható a 2. ábrán.



2. ábra Kipp & Zonen CMP22 piranométer maximális irányhibája a zenitszög függvényében
Forrás: Kipp & Zonen (2013)

Spektrális érzékenység

A spektrális érzékenységgel azt jellemezzük, hogyan változik a piranométer érzékenysége a különböző hullámhosszú sugárzások esetén. Ahogy változik a napsugárzásnak a légkörben megtett útja, úgy változik annak spektrális összetétele is. Ezért fontos, hogy a piranométer lehetőleg minden hullámhosszt ugyanolyan érzékenységgel mérjen. A piranométer spektrális érzékenységét elsősorban a bura anyagának spektrális transzmissziója és az abszorberre felvitt fekete festék spektrális abszorpciója határozza meg. A termoelektromos piranométerek és a fotoelektromos piranométerek spektrális érzékenységének különbségét szemlélteti a 3. ábra.



3. ábra A termoszlopos és a fotoelektromos piranométer spektrális érzékenysége és a felszínre érkező napsugárzás spektruma

Forrás: HuksefluxUSA

Az érzékenység időbeli stabilitása

A piranométer burája védi az abszorbert a mechanikus sérülésektől, de hosszabb távon maga a napsugárzás is rontja az abszorber minőségét. Főleg a rövidhullámú komponensek okoznak olyan változást a festék anyagi minőségében, ami csökkenti annak abszorpcióját. Emiatt a piranométer érzékenysége jellemzően 0,5% - 1% közötti mértékben csökken évente. Wilcox et al. (2001), valamint Riihimaki és Vignola (2008) vizsgálatai szerint ez a csökkenés jól közelíthető egy időben lineáris függvénnyel akár tíz-húsz éves használat esetén is.

Az érzékenység hőmérsékletfüggése

Korábban már említettük, hogy a termoelemben létrejövő elektromotoros erő nemcsak a hidegpont és a melegpont hőmérséklet különbségétől függ, hanem a hidegpont hőmérsékletétől is. Ezért minden piranométer érzékenységét kis mértékben befolyásolja a környezet hőmérséklete. A gyártók meg szokták adni az egyes modellekhez ennek a hőmérsékletfüggésnek a karakterisztikáját. A korszerűbb piranométerekben elektromos hidegpont-kompenzációt alkalmaznak, és egy belső hőmérsékletszenzort is elhelyeznek, hogy utólag is lehetőség legyen az esetleges korrekcióra. A -20°C és $+50^{\circ}\text{C}$ közötti tartományban az érzékenység változása a jobb minőségű piranométerekben 1% alatt van.

Az ISO és a WMO szabvány a piranométereket főbb jellemzőik alapján 3 kategóriába sorolja. A kétféle osztályozási rendszer hasonló, a fő különbség abban van, hogy a WMO szabvány szélesebb spektrális tartományban követeli meg a piranométerek egyenletes érzékenységét. Az egyes kategóriák követelményei az 1. táblázatban olvashatók.

1. táblázat A piranométerek osztályozási rendszere az ISO 9060 szabvány szerint (ISO, 1990)

	Referencia	Első osztályú	Másod osztályú
Válaszidő (Output 95%-a)	< 15s	< 30s	< 60s
Termikus offszet			
(a) 200 W/m ² nettó hősugárzás, szellőztetve	7 W/m ²	15 W/m ²	30 W/m ²
(b) 5°C/h léghőmérséklet változás	2 W/m ²	4 W/m ²	8 W/m ²
Felbontás (legkisebb detektálható változás)	1 W/m ²	5 W/m ²	10 W/m ²
Időbeli stabilitás (változás/év, %-ban)	0,8%	1,5%	3%
Írányhiba (1000 W/m ² sugárnyaláb esetén, a merőleges beeséshez tartozó érzékenységgel számolva)	10 W/m ²	20 W/m ²	30 W/m ²
Érzékenység hőmérsékletfüggése (50°C-os tartományban)	2%	4%	8%
Linearitási hiba	0,5%	1%	3%
Spektrális érzékenység (spektrális abszorpció és transzmittancia szorzatának eltérése a saját átlagától a 300-3000 nm tartományban)	2%	5%	10%
Érzékenység dőlés függése (érzékenység változása 0° és 90° közötti dőlésszögnél a vízszinteshez képest 1000 W/m ² esetén)	0,5%	2%	5%
Mérés pontossága (95% konf. intervallum)			
Órás összeg	3%	8%	20%
Napi összeg	2%	5%	10%

A referencia és az első osztályú piranométerek csoportjába tartozó piranométerek teljesen fekete érzékelővel rendelkeznek. A fekete-fehér érzékelőjű piranométerek legfeljebb a másodosztályú kategóriába tartoznak, elsősorban a nagyobb irányhibájuk miatt. Ennek oka részben a nagy szenzor felület, részben a fekete-fehér mintázat. Másik gyenge pontja ezeknek a piranométereknek, hogy az érzékenységük csökken, ha a vízszintestől eltérő helyzetben használjuk. Előnyük a teljesen fekete abszorberhez képest a lényegesen kisebb termikus offszet. A fekete-fehér érzékelőjű piranométereket elsősorban

diffúz sugárzás mérésére használják, ahol kevésbé számít az irányhiba, viszont fontos, hogy az amúgyis kisebb diffúz sugárzás értékét minél kisebb termikus offszet terhelje. Myers et al. (2002) vizsgálatai szerint a fekete-fehér érzékelőjű piranométerrel mért derült diffúzsugárzás bizonytalansága egyötöde a teljesen fekete érzékelőjűvel mértnek.

2.2. Globálsugárzás mérése és modellezése

Évtizedek óta folyamatosan nő az igény a nagy pontosságú direkt, diffúz és globálsugárzás adatok iránt. A meteorológiai és klíma modellek, a napkollektoros és fotoelektromos rendszerek tervezése, a szoláris építészet egyaránt megbízható, nagy térbeli és időbeli felbontású adatokat igényel. A légkörkutatásnak, a különböző sugárzási mennyiségeket előállító modellek kiértékelésének, a műholdas sugárzásmérések verifikálásának, számos orvosi, biológiai, mezőgazdasági kutatásnak szintén fontos bemenő paramétere a direkt, diffúz és globálsugárzás (WMO, 2008). Ehhez igazodva egyre több nemzeti meteorológiai szolgálat állított fel sugárzásmérő hálózatot. A meteorológiai állomásokon elsősorban globálsugárzás mérés folyik, ritkábbak a diffúz sugárzás, még ritkábbak a direkt sugárzás mérések. Különösen ritka az olyan állomás, ahol ezeknek a spektrális összetételét is mérik (Paulescu et al., 2012). A sugárzásmérő hálózatok tervezésével és működtetésével kapcsolatban részletes információkat tartalmaz a WMO (1986) kiadványa. A globálsugárzást mérő állomások sem egyenletesen oszlanak el a Föld felszínén. A több, mint ezer ilyen állomás nagy része Nyugat- és Közép-Európára, valamint Japánra koncentrálódik. Cros és Wald (2003) vizsgálatai szerint a globálsugárzás egy adott helyen mért napi összegét érvényesnek tekinthetjük általában egy 30 km-es körön belül. Azokon a területeken, ahol nem kielégítő a mérőhálózat sűrűsége, a műholdas megfigyelésekből számított sugárzás értékek jelentik az egyik alternatívát. Az elmúlt évtizedekben számos módszert dolgoztak ki a globálsugárzásnak a műholdas mérések alapján történő becslésére (Vonder Haar et al., 1973; Möser és Rachke, 1984; Cano et al., 1986; Nunez, 1993; Pinker et al., 1995; Zelenka et al., 1999; Perez et al., 2002; Schillings et al., 2004; Rigollier et al., 2004; Janjai et al., 2005; Martins et al., 2007; Janjai, 2010; Blanc et al., 2011; HelioClim, 2012; Myers, 2013; Alonso-Montesinos et al., 2015; Polo, 2015). Az EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites – Meteorológiai Műholdak Hasznosításának Európai Szervezete) Éghajlat-megfigyelés Munkacsoportja többféle felszíni sugárzási komponenst számol, köztük a felszínre érkező rövidhullámú sugárzást, geostacionárius és kvázipoláris műholdak

adataiból. Ezek a sugárzási mennyiségek jellemzően napi, heti és havi felbontásban készülnek.

A felszíni sugárzásmérő állomások egyenlőtlen eloszlása és viszonylag kis száma miatt számos helyen a mért adatok helyett csak modellezett adatok állnak rendelkezésre. Az elmúlt évtizedekben igen nagy számú modellt publikáltak a különböző napsugárzási mennyiségek becslésére. Ezek két nagy csoportba sorolhatóak: a fizikai és a statisztikai modellek csoportjába (Festa és Ratto, 1993). A fizikai modellek a sugárzásátviteli egyenlet alapján a légkör tetején mérhető extraterresztriális sugárzásból állítják elő a felszíni sugárzás mennyiségeket. A statisztikai modellek egy része a globálsugárzás változását az időben sztochasztikus folyamatként kezeli, és az idősorelemzésben használt technikákkal készít előrejelzést. Az ilyen modelleket főleg a klímakutatásban használják. A statisztikai modellek másik része a becsülni kívánt sugárzási mennyiség és más, könnyen mérhető meteorológiai mennyiség között fennálló statisztikai kapcsolatot vizsgálja. A napkollektoros és fotovillamos rendszerek telepítésekor elsősorban ilyen modelleket használnak, ha mért adatok nem állnak rendelkezésre. A fizikai modellek előnye, hogy hely függetlenek és alkalmazásukhoz nincs szükség sugárzás mérésre. Hátrányuk, hogy a bemenő paraméterként szolgáló légköri összetevők, levegő víztartalma, ózontartalma, aeroszol tartalma, stb. csak korlátozottan állnak rendelkezésre. A legszélesebb körben elterjedt statisztikai modellek bemenő paraméterei általában a földrajzi koordináták, időadatok, napfénytartam, relatív páratartalom, felhőzettség, léghőmérséklet, szélesebesség, szélirány, légnyomás közül kerülnek ki (Teke et al., 2015). A korábbi lineáris és polinomiális regressziót használó modellek után az utóbbi 20 évben ugrásszerűen megnőtt a mesterséges neurális hálózattal vagy a mesterséges intelligencia eszköztárába tartozó más módszerrel (pl. support vector machine, wavelet neurális háló, rekurrens neurális háló, stb.) dolgozó modellek száma. Ezek sok esetben pontosabbnak bizonyultak korábbi társaiknál (Fadare, 2009; Jiang, 2009; Yadav és Chandel, 2014; Teke et al., 2015;).

A napsugárzási modellek témakörében megjelent publikációk száma több ezer, ezekről átfogó képet kaphatunk a következő könyvek és review cikkek alapján. Sen (2008) munkája tárgyalja a fontosabb lineáris és nemlineáris modelleket és ezek térbeli interpolációját. Badescu (2008) munkája sorra veszi a globálsugárzás modellezésében felhasznált különféle módszereket, külön fejezetekben tárgyalva a legkorszerűbb technikákat. Despotovic et al. (2015) munkája a globálsugárzást a napfénytartamból becsülő modelleket hasonlítja össze globális léptékben. 101 modellt vizsgál 924 helyen történt mérés alapján. Khorasanizadeh (2016) 56 diffúz sugárzásra kifejlesztett modellt hasonlít

össze. Kashyap (2015), valamint Yadav és Chandel (2014) a neurális hálóval dolgozó modelleket mutatja be.

Magyarországon a sugárzásmérés története a XX. század elejére nyúlik vissza. Direkt sugárzást 1907-ben Ógyallán mértek először Angström-féle pirheliométerrel. A globálsugárzás mérése 1936-ban kezdődött bimetálos Robitzsch-aktinográf használatával. 1957-ben a Nemzetközi Geofizikai Év keretében történt újabb telepítéseknek köszönhetően már tizenhárom ilyen műszer működött. Az 1970-es évek elején a sugárzásmérő állomások száma csökkent, ugyanakkor megkezdődött a korszerűbb, termooszlopos érzékelővel működő Kipp&Zonen műszerek és az elektromos regisztrálók használata. További jelentős fejlesztés indult meg a 90-es évek elején, mely a mérőhálózat bővítését, még pontosabb szenzorok üzembe helyezését, és korszerű adatátviteli vonalak kiépítését jelentette az ország teljes területén (Bella et al., 2006). Jelenleg az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) által működtetett földfelszíni automata mérőhálózatban 40 állomáson folyik globálsugárzás mérés.

2.3. Piranométerek kalibrálása

A megbízható globálsugárzás mérések szempontjából döntő fontosságú a piranométerek helyes kalibrációja. Mivel abszolút piranométer nem létezik, a kalibráláshoz mindig szükség van legalább egy másik kalibrált piranométerre vagy pirheliométerre. Többféle kalibrálási eljárást szabványosítottak, ezek részletes leírásait tartalmazzák az ISO (1992, 1993), WMO (2008) dokumentumok. A sugárzásmérő eszközök kalibrációját mindig úgy kell elvégezni, hogy az visszavezethető legyen a Nemzetközi Sugárzási Skálára (World Radiometric Reference, WRR). Ezt a skálát a svájci Davos-ba telepített, abszolút pirheliométerekből álló műszer-együttes, az ún. Nemzetközi Sugárzási Etalon (World Standard Group, WSG) által mért értékek segítségével definiálják (Major, 1978; WMO, 1979; WMO, 2008). A skála hosszú távú stabilitása érdekében az SWG-nek legalább négy különböző típusú abszolút pirheliométert kell tartalmazni (WMO, 2008), de valójában ennél mindig több műszerből áll (Rüedi és Finsterle, 2005). Az így definiált sugárzási skála pontossága 0,3%, (Gueymard és Myers, 2008; WMO, 2008) a stabilitása pedig jobb, mint 0,01% per év (Fröhlich, 1991, Gueymard és Myers, 2008, 2008). A Nemzetközi Sugárzási Skála és az SI sugárzási skála közötti konzisztenciát ellenőrző méréseket a Brit Nemzeti Fizikai Laboratóriumban végezték, eddig 4 alkalommal (Romero

et al., 1991; Romero et al., 1995; Finsterle et al., 2008; Fehlmann et al., 2012). A nemzeti sugármérő hálózatokban lévő eszközök kalibrációját egy hierarchikus kalibrálási rendszer teszi visszavezethetővé a WRR-re. A Nemzetközi Sugárzási Központ (World Radiation Center, WRC) működteti az SWG-t és szervezi öt évente a Nemzetközi Pirheliométer Összehasonlítást (International Pyrheliometer Comparison, IPC), amelyen a regionális sugárzási központok pirheliométereit kalibrálják a WRR-hez. Következő szinten a nemzeti sugárzási központok etalon műszereit kalibrálják a regionális központok pirheliométereire, majd ezek segítségével kalibrálják a nemzeti hálózatokban lévő eszközöket (WMO, 2008). Ez a láncszerű kalibrálási folyamat biztosítja, hogy minden sugármérés bizonytalansága visszavezethető legyen az SI mértékegységet definiáló skálára (Rüedi és Finsterle, 2005). Európában jelenleg 7 regionális központ van, közülük az egyik Budapesten (Major, 2013).

2.4. A globálsugárzás mérés bizonytalansága és annak csökkentése

Minden mérés csak közelíti a mérni kívánt mennyiséget, ezért a mért érték mellé meg kell adni annak bizonytalanságát is. A mérés bizonytalanságát nem lehet pusztán a gyártó által megadott műszaki specifikáció alapján megállapítani, mivel arra a mérő rendszer minden eleme befolyással van. A mért globálsugárzás bizonytalansága függ a méréshez használt piranométer felépítésétől, típusától, az eszköz telepítésétől, az adatgyűjtés módszerétől, a mérőrendszer karbantartásától, a kalibrációs módszertől, a kalibráció gyakoriságától, valamint a mérés közben, illetve a mérés után alkalmazott korrekciós eljárásoktól (Kratzenberg et al., 2006; Sengupta et al., 2015). Más meteorológiai paraméterrel összevetve a napsugárzás mérése van a legtöbb hibalehetőségnek kitéve (Moradi, 2009). Ezek a hibák két nagy csoportba sorolhatók: a mérőeszköz felépítéséből, a mérés elvéből következő pontatlanságok, illetve a mérőeszköz nem megfelelő elhelyezéséből, működtetéséből származó hibák (Younes et al., 2005). Az utóbbi csoportba tartozó hibaforrások közül a legfontosabbak: horizontkorlátozás; búrara rakódó por, csapadék, madárürülék, stb.; vízszintezési hiba; tájolási hiba; kábelek körüli elektromágneses tér és a kábelek mechanikai terheléséből fakadó piezoelektromos feszültség. A meteorológiai mérések bizonytalanságának matematikai formalizmusát rögzíti a „Guide to the Expression of Uncertainty in Measurements” (GUM), ami megtalálható a BIPM et al. (1995), ISO (2008) dokumentumokban, valamint Kirkup és Frenkel (2006) munkájában. Reda (2011) részletesen, Habte et al. (2015) pedig

szemléletesen, de mindkettő konkrét példán keresztül ismerteti a piranométeres mérések bizonytalanságának kiszámítását a GUM használatával.

A nagy pontosságú sugárzási adatok iránti igény hozta létre az 1990-es évek elején azt a nemzetközi sugárzásmérő hálózatot, ami jelenleg is a legszigorúbb előírások szerint, a legkorszerűbb technológiával végez méréseket. A Baseline Surface Radiation Network, BSRN (BSRN) elnevezésű program (Ohmura et al., 1998) 1990-ben indult hivatalosan, a hálózat adatainak gyűjtése 1993-ban kezdődött. A jelenleg kb. 50 állomásból álló hálózat lefedi a Föld felszínét az északi 80° szélességtől a déli sarkig, miközben vannak állomásai minden alapvető éghajlati övezetben. Elsődleges célja a műholdas mérésekből származó felszíni sugárzásadatok kalibrálása és pontosítása, valamint a Föld különböző helyein megmutatkozó éghajlati trend pontos számszerű meghatározása. A budapesti obszervatóriumban működő sugárzásmérő rendszer a BSRN szigorú követelményei szerint működik, de adatokat nem küld a BSRN archívumba (Major, 2013). A BSRN hálózatban a mérés pontosságára vonatkozó célkitűzés 0,5% a direkt, 2% a diffúz és a globálsugárzás esetén (McArthur, 2005).

A BSRN archívumban szereplő adatoknál régebbi adatsorokat is tartalmaz a World Radiation Data Center (WRDC) és a Global Energy Balance Archive (GEBA) adatbázisa. A WRDC a WMO keretein belül működik, központja Szentpéterváron van. Több, mint 1000 mérőállomás adatsorát tárolja, köztük 15 magyar mérőállomásét. Elsősorban a globál- és a diffúzsugárzás napi összegeit archiválja, a legrégebbi adatok sorok 1964-től kezdődnek. A GEBA adatbázist 1988-ban hozták létre a zürichi ETH egyetemen. Kb. 1600 mérőállomásról tárol adatokat, köztük magyar mérőállomásokét is. 19 sugárzási mennyiségnek, köztük a globálsugárzásnak a havi átlagait tárolja. Több, 70 évnél hosszabb adatsort is tartalmaz.

Az 1990-es évek elejétől számos új módszer és modell született a sugárzásmérések bizonytalanságának csökkentésére (King és Myers 1997; King et al., 1997; Reda et al., 2008). Ezek közül a legtöbb a termikus offszet és az irányhiba miatt fellépő bizonytalanság csökkentését célozza.

A termikus offszetchez köthető bizonytalanság csökkentését célzó eljárások nagy része pirgeométeres mérést is igényel. Dutton et al. (2001) a piranométer által mért éjszakai adatok és a mellé helyezett pirgeométer által mért adatok között állít fel empirikus kapcsolatot, majd ez alapján korrigálja a nappali méréseket. Younkin és Long (2003) tovább finomította ezt az eljárást a relatív páratartalom felhasználásával. A Reda et al. (2005) által javasolt eljárás első lépésben meghatározza a piranométer hosszuhullámú

érzékenységét, majd ennek és a pirgeométerrel mért hosszuhullámú sugárzás felhasználásával korigálja a piranométer kimenetén megjelenő feszültséget. Ji (2007) eljárásához egy további piranométerre és egy pirgeométerre van szükség. Pirgeométert nem igénylő eljárás található Vignola et al. (2007, 2008 és 2009) munkáiban. Bush et al. (2000) a piranométer külső búrájára és a piranométer belsejébe, a szenzor közelébe épített hőmérő szenzorok segítségével igazolta, hogy a termikus offszet egyenesen arányos a búra és a szenzor hőmérsékletének negyedik hatványa közötti különbséggel, összhangban a Stefan-Boltzmann törvénnyel. Ennek megfelelően korrekciós eljárást is javasolt, de az csak akkor alkalmazható, ha a piranométerbe be vannak építve a hőmérő szenzorok. Dominguez (2001) a pirgeométeres és a hőmérőszenzoros megoldás mellett vizsgálta annak lehetőségét, hogy a termikus offszet nagyságát a felhőzöttség alapján becsüljük.

A piranométerek irányhibája derült égbolt esetén erősen korlátozza a globálsugárzás mérés pontosságát. Pontosabb értéket kapunk, ha a külön mért direkt és diffúz komponensek összegeként számítjuk ki a globálsugárzást, mivel a diffúz sugárzás esetén az irányhiba nagyon kicsi, a direkt sugárzást pedig nagyobb pontossággal tudjuk mérni, mint a globálsugárzást (Flowers és Maxwell, 1986; Ramanathan, 1987; Ohmura et al., 1998; Michalsky et al., 1999; Gilgen et al., 2004; Myers et al., 2004). Ehhez szellőztetett műszerre van szükség és a diffúz sugárzást vagy fekete-fehér abszorbensű piranométerrel kell mérni, vagy teljesen fekete abszorbens esetén gondoskodni kell a termikus offszet miatti korrekcióról. A BSRN is ezt a módszert írja elő a globálsugárzás meghatározására (McArthur, 1998).

Ahol nincs lehetőség külön a komponensek mérésére, ott is jelentősen csökkenthető a mérés bizonytalansága, ha nem egyetlen érzékenységgel számolunk, hanem a napmagasság, vagy esetleg még egyéb változók (pl. azimut, nap sorszám, stb.) függvényében meghatározott érzékenységgel (Stoffel et al., 1999; Lester és Myers, 2006). Reda (1998) a délelőtti és a délutáni időszakban külön egy-egy ötödfokú polinommal közelítette az érzékenységet. Boyd (2015) Hermite-féle interpolációs polinomok alkalmazásával közelítette az érzékenység napmagasság függését. A piranométer érzékenységét a földrajzi szélesség figyelembe vételével határozza meg Wilcox et al. (2002), módszerének célja a globálsugárzás éves összegének minél pontosabb meghatározása. Gueymard és Myers (2009) vizsgálatai szerint a korrekciós eljárások mellett is jelentős a sugárzásmérések bizonytalansága, különösen a téli időszakban.

A piranométer spektrális érzékenysége miatti bizonytalanság is csökkenthető, ha a direkt és diffúz komponenseket külön mérjük. A diffúz sugárzásnak csak kis része esik az 1000 nm-nél nagyobb hullámhosszú közeli infravörös tartományba, ez utóbbi főleg a direkt sugárzásban jelenik meg. Ezért azok a légköri összetevők, amiknek az abszorpciós sávjai a közeli infravörös tartományba esnek, mint pl. a vízgőz, főleg a direkt sugárzás mért értékét befolyásolják. A pirheliométer érzékenységét pedig vizsgálhatjuk a légköri vízgőz tartalom függvényében (Gueymard és Myers, 2008).

Vuilleumier et al. (2014) egy BSRN állomáson vizsgálta a direkt, diffúz és globálsugárzás bizonytalanságát. A gyártók által megadott bizonytalanság források és értékek mellett a működtetésből származó bizonytalanság forrásokat, így a szintezési hiba és a búra porosodásának hatását is figyelembe vette a szerző. A bizonytalanságot a GUM módszertanával és redundáns mérésekkel is meghatározta sugárzás típusonként egy-egy alacsony és magas értékre, valamint korrekciós eljárást javasolt a bizonytalanság csökkentésére. Eredményei szerint a jelenleg elérhető legmodernebb technológiával és korrekciós eljárásokkal a BSRN által a globálsugárzásra előírt maximum 2%-os bizonytalanság teljesíthető magas (1000 W/m^2), de nem teljesíthető alacsony (50 W/m^2) globálsugárzás esetén. Ennek fő okát az adatgyűjtő rendszerhez köthető bizonytalanságban látja.

Az eddigiekben felsorolt eljárásokkal jelentősen csökkenthető a globálsugárzás mérés bizonytalansága, viszont ehhez a legkorszerűbb eszközökre, a kalibráláshoz és a műszerek működtetéséhez magasan képzett munkaerőre, valamint redundáns mérésekre van szükség. Az ilyen szigorú előírásoknak megfelelő sugárzásmérő állomásoknak nagy a költség vonzata, ezért világviszonylatban is csak néhánynak a működtetésére van lehetőség (Gueymard és Myers, 2008).

2.5. Az adatok minőségellenőrzése

A mérések pontosságának növelése érdekében fontos, hogy az eddig bemutatott korrekciós eljárások mellett elvégezzük az adatok mérés utáni minőségellenőrzését is. Ez részben automatikus eljárásokból, részben az adatok kézi ellenőrzéséből áll. Az automatikus eljárások rendszerint egy alsó és egy felső határt állítanak fel minden egyes méréshez, és ha a mért érték a határok közé esik, akkor elfogadják, ellenkező esetben hibásnak minősítik az adatot. A határok felállítására különböző módszerek születtek. Ezek részben a sugárzásátvitel fizikai törvényein, részben statisztikai elemzésen alapulnak. A

legegyszerűbb fizikai feltétel, hogy a globálsugárzás nem lehet nagyobb az extraterresztriális globálsugárzásnál. Rövid ideig ugyan előfordulhat ilyen eset szakadozott felhőzet esetén, ha a direkt sugárzás mellett a felhőkről jelentős szórt sugárzás érkezik a piranométerre (Shi et al., 2008). Ez azonban inkább a magasan fekvő területekre jellemző (Yang et al., 2010), alacsonyan fekvő területeken legfeljebb alacsony napállásnál (Journée és Bertrand, 2011) fordul elő. Ennél valamivel szigorúbb feltételt is adhatunk azzal, hogy a globálsugárzás nem lehet nagyobb az extrém tiszta légkör esetére számított globálsugárzás alkalmasan megválasztott konstans-szorosánál (Journée és Bertrand, 2011). Geiger et al. (2002) a napi összeghez tartozó felső határt az ESRA modell (Rigollier et al., 2000) alapján határozta meg és egy interneten elérhető nyilvános adatellenőrző rendszert hozott létre, aminek tovább fejlesztett változata jelenleg a <http://www.soda-pro.com/web-services/radiation/check-irradiation> címen érhető el. Moradi (2009) egy alsó határt is meghatározott a napfénytartam alapján. Ha a mérőállomáson direkt, diffúz és globálsugárzás mérés is van, akkor a közöttük fennálló elméleti összefüggés alapján szintén végezhetünk adatellenőrzést:

$$G = B \sin \varphi + D \quad (1)$$

ahol G a globálsugárzás, B a direkt sugárzás, D a diffúzsugárzás, φ pedig a napmagasság.

Maxwell et al. (1993) az extraterresztriális sugárzással normálta a mért mennyiségeket, és így dimenzió nélküli mennyiségekre állította fel a határértékeket.

$$K_B = \frac{B}{I_0} \quad (2)$$

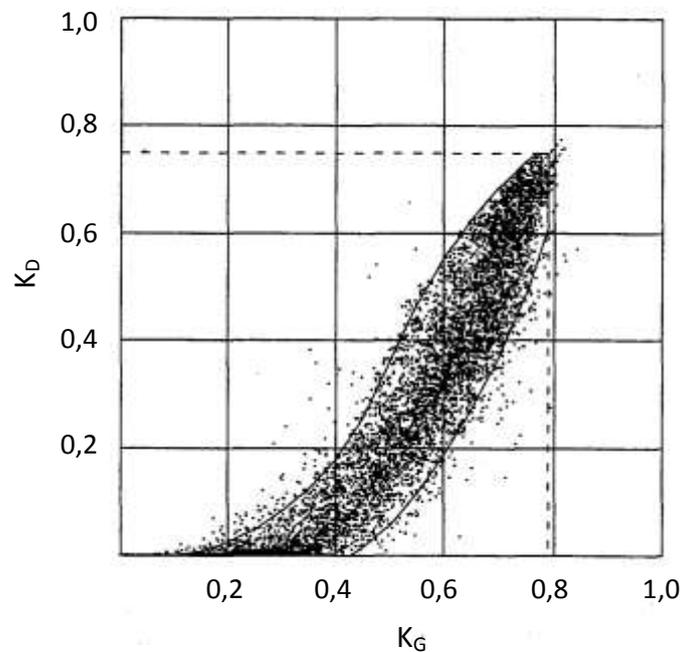
$$K_G = \frac{G}{I_0 \sin \varphi} \quad (3)$$

$$K_D = \frac{D}{I_0 \sin \varphi} \quad (4)$$

ahol K_B , K_G , K_D a direkt, globál- és diffúz sugárzáshoz tartozó tisztasági index, I_0 pedig az extraterresztriális direkt sugárzás. Ezzel az 1. egyenlet a következő alakot ölti:

$$K_G = K_B + K_D \quad (5)$$

A mérőállomásokon a korábbi években mért adatok eloszlását vizsgálva empirikus határokat állított fel K_G , K_B és K_D értékekre (4. ábra). Ha a globálsugárzás mellett direkt vagy diffúz sugárzás mérés is történt, akkor a hozzájuk tartozó K értékeket együtt vizsgálva tovább szűkítette az elfogadható értékek halmazát. A 4. ábrán folytonos vonal jelöli a K_G és K_D adatként burkológörbét. Ezen belül található a pontok 95%-a. A burkológörbe Gompertz-függvény (Parton és Innes, 1972). Még tovább szűkítette az elfogadási tartományt úgy, hogy a tisztasági indexeket külön vizsgálta az egyes hónapokban, valamint minden hónapban a relatív optikai légtömeg alapján az adatokat három csoportra osztotta.



4. ábra A globálsugárzáshoz és a direkt sugárzáshoz tartozó tisztasági index kapcsolata órás összegek alapján. A méréseket 1977 és 1980 között Tallahassee-ben végezték.

Forrás: Maxwell et al. (1993)

Ez az eljárás jelenleg is részét képezi számos sugárzásmérő hálózat, pl. az NREL (National Renewable Energy Laboratory) minőségbiztosítási rendszerének (Wilcox és McCormack, 2011), sőt azóta több változatát publikálták. Younes et al. (2005) módszere a K_G értékeket és a diffúz/globál arányt együtt vizsgálja és ezeknek keresi a burkológörbét. Journée és Bertrand (2011) a burkológörbék vizsgálata mellett felső határt ad a K értékek változási sebességére, valamint alsó és felső határt a K értékek szórására. Mirás-Avalos et

al. (2012) pedig a burkológörbék vizsgálata mellett 75 állomás adatainak térbeli konzisztenciáját is ellenőrizte szemivariogram segítségével.

Tang et al. (2010) neurális hálózat segítségével a napi hőingás, az átlag hőmérséklet, a relatív páratartalom, a napfénytartam, a csapadékmennyiség és a relatív optikai légtömeg alapján becsülte K_G értékét és próbálta kiszűrni a zajos adatokat.

A BSRN hálózat minőségellenőrzési rendszere (Long és Dutton, 2002; Long és Shi, 2008; Roesch et al., 2011; König-Langlo et al., 2013) a direkt, diffúz, globál- és reflexsugárzásra egyaránt meghatároz egy felső határt, amit fizikailag lehetetlennek, és egy másikat, amit lehetségesnek, de rendkívül ritkának definiál. Ezeket a napmagasság függvényében adja meg. Ezenkívül alsó és felső határt definiál a mért és a komponensekből számított globálsugárzás arányára, valamint a diffúz/globál arányra.

A minőségellenőrzés eredményét metaadatként el kell tárolni a mért értékekkel együtt. A hibásnak minősített adatot nem törlik az adatbázisból, az a későbbiekben hasznos információt szolgáltat a hiba forrásának beazonosításához.

Az automatikus tesztek mellett fontos, hogy a működtetéssel kapcsolatos információk (pl. búra tisztítása, vízszintezés újraállítása, átmenetileg valami árnyékot vet a szenzorra, stb.) metaadatként szintén megjelenjenek a mért értékek mellett (Geuder et al., 2015).

2.6. Piranométer színtezési hibája

Számos cikk foglalkozik a ferde felületre beeső globálsugárzás mérésével és modellezésével, mivel ezek rendkívül fontosak a napenergia különböző felhasználási területein. Ilyen esetekben azonban az elnyelő felület a vízszintessel jóval nagyobb szöget zár be, mint egy nem megfelelően színtezett piranométer. A piranométer színtezési hibájával jóval kevesebb tanulmány foglalkozik, azok is főleg a víz fölötti, mozgó hajóról, bójáról vagy repülőgépről történő mérésekre koncentrálnak.

Katsaros és Devault (1986) elméleti számítások alapján vizsgálta, hogy mekkora hibát okoz, ha folyamatosan dőlöngél, illetve ha fixen, de ferdén van rögzítve a piranométer. Számításaiban a vízszintes felületre vonatkoztatott direkt/globál arányt 0,7-nek tekintette.

Long et al. (2010) módszere a mozgó, billegő platformon történő mérések billegésből származó hibáját korrigálja. A direkt/globál arányt a diffúz sugárzás és a globálsugárzás egyidejű mérésére alkalmas SPN1 sugárzásmérő adataiból számolja.

Utólagos korrekció helyett mérés közben próbálja a vízszintes helyzetet biztosítani a Wendisch et al. (2001) által kidolgozott stabilizációs rendszer.

Szisztematikus hibák, többek között szintezési hiba, időmérési hiba és árnyékolás korrekciójára dolgozott ki eljárást Bacher et al (2013). A korrekcióhoz egy numerikus időjárás-előrejelzéshez (Numerical Weather Prediction, NWP) fejlesztett globálsugárzás modellt használ. Kvantilis regresszió segítségével a mért értékek és az NWP modell értékeiből külön-külön készít becslést a derült globálsugárzásra és ezek arányában korigálja a mért értéket.

$$\hat{G}_t^{korr} = \frac{\hat{G}_t^{NWP,cs}}{\hat{G}_t^{cs}} G_t \quad (6)$$

ahol G_t a mért, \hat{G}_t^{korr} pedig a korigált globálsugárzás. $\hat{G}_t^{NWP,cs}$ az NWP modell alapján, \hat{G}_t^{cs} pedig a mért értékek alapján becsült derült globálsugárzás. A különféle eredetű hibákat nem vizsgálja külön, egy lépésben korigálja az összeset. A mért értéket mindenképpen megváltoztatja, nem foglalkozik a mérés bizonytalanságával.

Vuilleumier et al. (2014) redundáns mérések alapján a termikus offszet korrekciója után számolja ki a mért és a direkt, diffúz komponensekből számított globálsugárzás közötti eltérést, ezt tekintve a hibás szintezésből származó hibának. Az eltérésből regresszióval határozza meg a dőlésszög és a dőlésirány becsült értékét, majd ezek alapján korigálja a mért adatokat. Az így kapott dőlés nagysága 0,1-0,2°, de ez feltehetően felülbecslése a valódi dőlésszögnek, mivel a mért és számított globálsugárzás eltérése nem szükségszerűen a dőlésből származik, hanem benne van a búra szennyeződéséből, az adatgyűjtő elektromos zajából, stb. származó hiba is.

2.7. Kvantilis regresszió a meteorológiai kutatásokban

A legkisebb négyzetek módszerén alapuló, hagyományosnak nevezhető regressziós modellek és a modernebb regressziós modellek (regressziós fák, neurális hálók, véletlen erdők, stb.) nagy része a függő változó feltételes várható értékének pontbecslését adja egy vagy több magyarázó változó függvényében. A feltételes várható érték azonban a függő változó feltételes eloszlásának csak a „közepét” jellemzi. Átfogóbb képet kaphatunk a feltételes eloszlásról, ha annak egyidejűleg több különböző kvantilisét próbáljuk meg becsülni. A 0,5 kvantilis (azaz a medián) például az eloszlás „közepét”, míg a 0,95

kvantilis nagyjából az eloszlás felső „szélét” jellemzi. A függő változó tetszőleges feltételes kvantilisének becslésére szolgál a kvantilis regresszió (Marzban, 2003).

Az Y függő változó és a p darab X_i magyarázó változó között lineáris kapcsolatot feltételezve, a hagyományos regressziós feladat a regressziós függvényt

$$\hat{Y} = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \dots + \beta_p x_p \quad (7)$$

alakban keresi. N elemű minta alapján a β_i együtthatókat a

$$K(\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_p) = \sum_{i=1}^N (Y_i - (\beta_0 + \beta_1 x_{i1} + \dots + \beta_p x_{ip}))^2 \quad (8)$$

költségfüggvény minimalizálásával kapjuk. Ha a minimalizálandó költségfüggvényben az eltérések négyzetösszege helyett az abszolút eltérések összege szerepel,

$$K(\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_p) = \sum_{i=1}^N |Y_i - (\beta_0 + \beta_1 x_{i1} + \dots + \beta_p x_{ip})| \quad (9)$$

akkor a feladat megoldása a feltételes várható érték helyett a feltételes mediánt adja. Ha pedig az abszolút eltérések összegét az abszolút eltérések súlyozott összegével helyettesítjük,

$$K(\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_p) = \sum_{i=1}^N \rho_q (Y_i - (\beta_0 + \beta_1 x_{i1} + \dots + \beta_p x_{ip})) \quad (10)$$

ahol a $\rho_q(u)$ súlyfüggvényt

$$\rho_q(u) = \begin{cases} q \cdot u, & u \geq 0 \\ (q - 1) \cdot u, & u < 0 \end{cases} \quad (11)$$

alakban számoljuk, akkor a minimalizálási feladat megoldása a feltételes q kvantilis, tetszőleges $0 < q < 1$ esetén.

A feltételes medián regresszió, mint optimalizálási probléma már az 1700-as évek közepén felmerült Boschovich munkájában, amelyben a Föld ellipszoid alakját vizsgálta (Koenker, 2005). Wagner (1959) igazolta, hogy ez az optimalizálási probléma megfogalmazható lineáris programozási feladatként is és ezzel megnyitotta az utat a medián regresszió szélesebb körű alkalmazása előtt. Koenker és Basset (1978) igazolta, hogy a 10. és 11. egyenlettel megfogalmazott optimalizálási probléma megoldása a feltételes kvantilis, és ez a probléma is kezelhető lineáris programozási feladatként. Ezt a munkát tekinthetjük a kvantilis regresszió születésének. Nagy számításigénye miatt a módszer használata mindenképpen számítógéphez kötött, ezért széleskörű alkalmazása csak az utóbbi évtizedekben vált lehetővé. Napjainkra a feltételes várható értékre vonatkozó legtöbb paraméteres és nem paraméteres regressziós feladatnak megjelent a feltételes kvantilisre átültetett változata is. Erről átfogó képet kaphatunk Koenker (2005), McMillen (2012) és Davino et al (2013) munkáiból.

A széles körben elterjedt, legkisebb négyzetek módszerén alapuló regresszió alkalmazásakor feltételezzük, hogy a vizsgált változó modelljében a hibatag független és azonos normális eloszlású. Ilyen esetben a medián regresszió és a legkisebb négyzetek módszere nagyjából ugyanazt a regressziós függvényt adja, a különböző kvantilisekkel elvégzett kvantilis regresszió eredményei pedig egymással párhuzamos vonalak (lineáris modell esetén párhuzamos egyenesek). A valóságban azonban számtalan olyan eset van, amikor ezek a feltételek nem teljesülnek. A kvantilis regresszió a legkisebb négyzetek módszerén alapuló regresszióhoz lényegesen robusztusabb a kiugró értékekkel, a vizsgált változó eloszlásának ferdeségével és a heteroszkedaszticitással szemben (Davino et al., 2013). Továbbá a kvantilis regresszió a függő változó feltételes eloszlásának részletesebb vizsgálatát teszi lehetővé. Segítségével a magyarázó változók hatását nem csak a feltételes várható értékre, hanem minden feltételes kvantilisre és így a teljes eloszlásra vizsgálhatjuk.

A kvantilis regresszió egy másik nagy előnye, hogy invariáns a szigorúan monoton transzformációkkal szemben. Legyen $h(x)$ egy szigorúan monoton függvény, Y pedig egy tetszőleges valószínűségi változó. Ekkor

$$h(Q_q(Y)) = Q_q(h(Y)) \tag{12}$$

ahol $Q_q()$ függvény jelöli a q -kvantilist. Ez az invariancia a várható értékre nem teljesül.

A kvantilis regresszióra épülő adatelemzési technikák ma már egyre több statisztikai szoftverbe implementálásra kerültek és egyre nagyobb szerepet töltenek be a meteorológiai jellegű kutatásokban is. Erről adunk egy rövid áttekintést, részletesebben tárgyalva a napsugárzás modellezésében betöltött szerepét.

A kvantilis regressziót gyakran használják előrejelzést, becslést készítő modelleknél konfidencia intervallum előállítására. Tetszőleges Δ ($0 < \Delta < 0,5$) esetén előállíthatjuk a 2Δ megbízhatóságú konfidencia intervallumot, ha készítünk egy becslést a $q=0,5-\Delta$ és egy másik becslést a $q=0,5+\Delta$ kvantilishez. A kettő közötti tartomány lesz a kívánt konfidencia intervallum.

A kvantilis regresszió egy másik gyakori felhasználási területe az extrém értékek vizsgálata. Extrém nagy értékek becslésekor a q kvantilis értéke 1-hez közeli, extrém kis értékek becslésénél pedig 0-hoz közeli.

Szélsébség és szélenergia teljesítmény előrejelzéséhez készít különböző szélességű konfidencia intervallumokat Jagger és Elsner (2009), valamint Bondell et al. (2010). Több kvantilis egyidejű becslésével gyakorlatilag a szélenergia teljes sűrűségfüggvényére ad becslést Bremnes (2004b, 2006) és Nielsen et al. (2005) tanulmánya. Hurrikánok szélsébségének változásait vizsgálja és ehhez készít előrejelzést Elsner et al. (2008), amit később tovább finomított Malmstadt et al. (2010). Alessandrini et al (2015b) a, szélenergia előrejelzésre használt, négy különböző módszert hasonlított össze. Vizsgálatai szerint legjobban az analog ensemble technikával és a kvantilis regresszióval dolgozó módszerek teljesítettek.

Bremnes (2004a) a csapadékmennyiség előrejelzésére javasol eljárást a kvantilis regresszió segítségével. Friederichs és Hense (2007) egy nagyléptékű klímamodell által a szélsőséges csapadékmennyiségre készített előrejelzés leskálázását mutatja be korlátozott kvantilis regresszió (censored quantile regression) felhasználásával.

Ózonkoncentráció előrejelzést készített több, különböző megbízhatóságú konfidencia intervallum formájában Sousa et al. (2009), Reich et al. (2011), valamint Monteiro et al. (2012). Baur et al. (2004) az ózonkoncentráció teljes sűrűségfüggvényére ad becslést és azt vizsgálja, hogy a különböző meteorológiai paraméterek magyarázó ereje hogyan változik a különböző kvantilisek becslésénél. Munir et al. (2011, 2012) a közúti forgalom hatását vizsgálja az ózonkoncentráció különböző kvantiliseire.

Ul-Saufie et al. (2012) a szálló por (PM_{10} részecskék) koncentrációjának kvantiliseire készít előrejelzést szélesség, relatív páratartalom, hőmérséklet és további szennyezőanyagok koncentrációjának függvényében.

Parlagfű pollenjének koncentrációjára ad egy napos előrejelzést Makra és Matyasovszky (2011) módszere.

Barnwal és Kotani (2013) rizs terméshozamát vizsgálja különböző meteorológiai paraméterek függvényében.

Széles körben alkalmazzák a kvantilis regressziót hidrológiai elemzésekben és előrejelzésekben. Árvízi előrejelzésekhez készít különböző szélességű konfidencia intervallumokat Rahman (2005), Haddad et al. (2009), Rahman et al. (2010) valamint Weerts et al. (2011). Folyók vízállására és a vízgyűjtőjük többi pontjában a talajvízszintre készít előrejelzést Roscoe et al. (2012). Vízállás értékek gyakoriságát és tartósságát vizsgálja Palmen et al. (2011) valamint Haddad et al. (2012). Francke et al. (2008) a kvantilis véletlen erdő (quantile random forest) módszert (Meinshausen, 2006) használja folyóvízi hordalék ülepedési sebességének becslésére.

A klímakutatásban is egyre nagyobb szerepet kap a kvantilis regresszió elsősorban azért, hogy a meteorológiai változóknak ne csak az átlagában, hanem a szélsőséges értékeiben bekövetkező változások, trendek is kimutathatók legyenek (Timofeev és Sterin, 2010; Lee et al., 2013). Hosszú idősoros hőmérséklet adatok különböző kvantiliseit vizsgálja a simító spline és a kvantilis regresszió ötvözésével Koenker és Schorfheide (1994). Hasonló problémára a lokálisan súlyozott lineáris kvantilis regresszió segítségével keres megoldást Leider (2012). Wasko és Sharma (2014) a globális felmelegedés és a kiugróan nagy csapadékmennyiséggel járó jelenségek kapcsolatát vizsgálja. Quesada et al. (2012) a nyári hőhullámok előrejelezhetőségét vizsgálja a téli és a tavaszi csapadékmennyiség alapján. Tareghian és Rasmussen (2013) a sarki jégtakarók kiterjedését vizsgálja kvantilis regresszió segítségével.

A klímamodellek eredményeinek leskálázásában is hangsúlyos szerephez jut a kvantilis regresszió. Abraham et al. (2011) a simított kvantilis regresszió, Stoner et al. (2013) a lineáris és szakaszonként lineáris aszinkron kvantilis regresszió, Cannon (2011) pedig a kvantilis regresszió neurális hálózatok módszerét alkalmazza erre a problémára.

Alessandrini et al. (2015a) a kvantilis regresszió és más statisztikai módszerek hatékonyságát hasonlítja össze a napelemes rendszerek teljesítményének előrejelzésében.

McSharry (2006) a különböző technológiával működő fotovillamos rendszerek teljesítményét becsüli az eszköz felületére érkező irradiancia alapján lokálisan súlyozott lineáris kvantilis regresszió segítségével.

Bacher et al. (2013) derült globálsugárzás órás összegének becslésére készített nem-paraméteres statisztikai modellt lokálisan súlyozott harmadfokú polinomiális kvantilis regresszió segítségével. Egy adott időponthoz tartozó órás összeg becslésénél a mért értékek közül csak az ugyanahhoz az órához tartozó értékeket használja fel. Első lépésben a mért globálsugárzás értéket „vetíti” a vízszintes síkról a Nap irányára merőleges síkra:

$$G_t^{pr} = \frac{G_t}{\sin(\varphi_t)} \quad (13)$$

ahol G_t a mérés kezdete óta eltelt t -ik órában mért vízszintes globálsugárzás, G_t^{pr} ennek a Nap irányára merőleges síkra való „vetülete”, φ_t pedig a napmagasság. Ezt követően minden t . órához meghatároz egy harmadfokú polinomot, aminek a konstans tagja lesz a globálsugárzás órás összegének becsült értéke.

$$\hat{\beta}_t = \operatorname{argmin}_{\beta \in \mathbb{R}^4} \sum_{i=-\infty}^{\infty} \rho_q \left(G_{t+24i}^{pr} - (\beta_{0,t} + \beta_{1,t}i + \beta_{2,t}i^2 + \beta_{3,t}i^3) \right) K(i) \quad (14)$$

ahol $\rho_q(x)$ a 11. egyenlettel megadott célfüggvény, q a becsült kvantilis, aminek értékét a szerzők 0,97-nek választották, $K(i)$ pedig a lokális súlyozáshoz használt kernel függvény.

$$\hat{G}_t^{pr,cs} = \hat{\beta}_{0,t} \quad (15)$$

ahol $\hat{G}_t^{pr,cs}$ a Nap irányára merőleges síkra vonatkoztatott derült globálsugárzás órás összegének becsült értéke. Végül ezt az értéket visszavetíti a vízszintes síkra.

$$\hat{G}_t^{cs} = \hat{G}_t^{pr,cs} \sin(\varphi_t) \quad (16)$$

ahol \hat{G}_t^{cs} a vízszintes derült globálsugárzás órás összegének becsült értéke.

Ugyanezek a szerzők (Bachet et al., 2009) hasonló modellt javasoltak a fotovillamos rendszerek derült égbolthoz tartozó teljesítményének becslésére is.

3. MÉRT ÉS SZÁMÍTOTT ADATOK

3.1. Mért adatok

A vizsgálatainkhoz felhasznált mérések 2011. január 1. és 2013. december 31. között, az Országos Meteorológiai Szolgálat pestszentlőrinci obszervatóriumában ($47^{\circ}25'45''\text{É}$, $19^{\circ}10'56''\text{K}$, tengerszint feletti magasság: 137 m), valamint szegedi obszervatóriumában ($46^{\circ}15'22''\text{É}$, $20^{\circ}05'25''\text{K}$, tengerszint feletti magasság: 70 m) történtek. A 2011-es budapesti adatsorokban a november 28 – december 7 közötti időszakból nincs adat. A pestszentlőrinci obszervatóriumban a globálsugárzás, a diffúzsugárzás és a reflexsugárzás mérése Kipp&Zonen CM11 piranométerrel, a direkt sugárzás mérése Kipp&Zonen CH1 pirheliométerrel történt. Szegeden csak globálsugárzás mérés volt, szintén Kipp&Zonen CM11 piranométerrel. A mérések mindkét helyszínen folyamatos, 24 órás felügyelet mellett történtek gondosan beállított műszerrel. A mintavételezés 2 másodpercenként történt, ezeknek a 10 perces átlaga került az adatgyűjtőre. A napkoordinátákat a 10 perces intervallum közepéhez számítottuk Reda és Andreas (2004) tanulmányában leírt algoritmus szerint.

Az adatok előzetes vizsgálatakor összehasonlítottuk a mért globálsugárzás és a direkt és diffúz komponensek összegeként kiszámított globálsugárzás értékét. Azt a néhány napot, amikor a számított globálsugárzás értéke valószínűtlenül meghaladta a mért globálsugárzás értékét, kizártuk a további vizsgálatainkból. Külön megvizsgálva az egyes komponenseket, ezeknél a napoknál feltehetően a diffúz sugárzást mérő piranométerre kis mértékű direkt sugárzás is esett. Így a további vizsgálatainknál a budapesti adatsorból kivettük a 2011. júl. 10-11, 2012. jún.17-18, 2012. szept. 6-7, valamint a 2013. júl. 2-7 közötti napokat.

3.2. Ferde felületre érkező globálsugárzás

A piranométer egy félgömbnyi, 2π szteradián nagyságú térszögből érkező rövidhullámú sugárzás intenzitását méri. Vízszintes piranométer esetén ez a direktsugárzás függőleges komponensének és a diffúz sugárzásnak az összege. Ha a műszert kibillentjük, akkor a direktsugárzásnak a kibillentett felületre merőleges összetevőjével kell számolnunk. A ferde piranométer kevesebbet lát az égboltból, ezért a diffúz sugárzásból is kevesebbet mér. Ugyanakkor a felszínről visszaverődő reflexsugárzás egy része többletként jelenik meg a mérésben. Mivel vizsgálatainkban olyan esetekre szorítkoztunk,

ahol a dőlés kismértékű, 5°-nál kisebb, ezért számításainkban a diffúz és reflexugárzást egyaránt izotrópnek tekintettük. Így a következő egyenletekkel dolgoztunk:

$$G_H = B \cdot \sin \varphi + D \quad (17)$$

$$G_f = B_f + D_f + R_f \quad (18)$$

ahol G_H a vízszintes felületre érkező globálsugárzás; G_f a ferde felületre érkező globálsugárzás; B_f a direktsugárzás ferde felületre eső komponense; D_f a ferde felületre érkező diffúz sugárzás és R_f a ferde felületre érkező reflexugárzás.

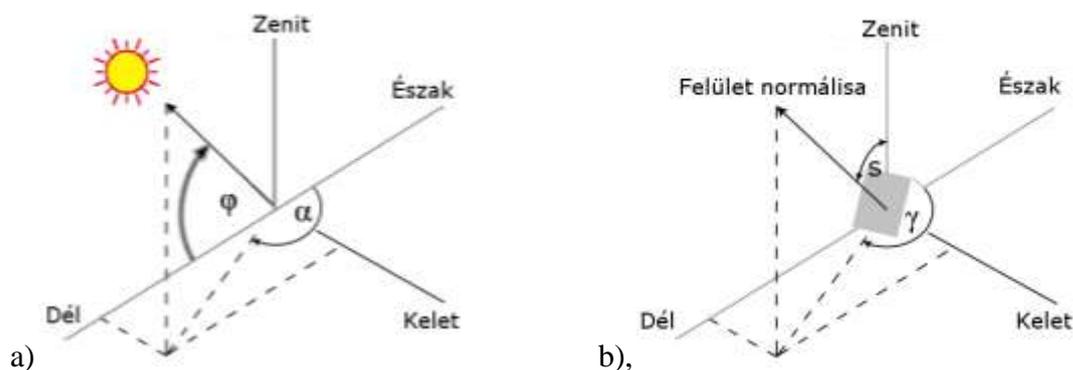
A 18. egyenlet jobb oldala így számolható (Iqbal, 1983; Sen, 2008):

$$B_f = B \cdot [\sin \varphi \cdot \cos s + \cos \varphi \cdot \cos(\alpha - \gamma) \cdot \sin s] \quad (19)$$

$$D_f = D \cdot \frac{1 + \cos s}{2} \quad (20)$$

$$R_f = R \cdot \frac{1 - \cos s}{2} \quad (21)$$

ahol s a ferde síknak a vízszintessel bezárt szöge; α a Nap azimutja (északon 0 és keletre nő); γ a dőlés azimutja (ez mutatja, hogy merre dől a piranométer; $\gamma=0$ esetén északra dől és keletre nő a Nap azimutjához hasonlóan) (5. ábra); R a mért reflexugárzás.



5. ábra: A Nap helyzetét (a) és a dölést (b) definiáló szögek

Ha a mért értékek közül valamelyik negatív volt (horizont körüli mérések), akkor azt 0 értékkel helyettesítettük, illetve a 18. egyenletben a B_f direkt komponenst csak akkor vettük figyelembe, ha az pozitív. Ugyanis előfordulhat, hogy pl. a nyugatra döntött

piranométer esetén napkelte körüli mérésnél a 19. egyenlet alapján B_f értéke negatívnak adódik.

A 4. és 5. egyenletekből jól látható, hogy ha kicsi a dőlésszög (s), akkor $D_f \approx D$ és $R_f \approx 0$. Vagyis a dőlés miatti változás lényegében a direkt komponenshez köthető.

A továbbiakban G_m mindig a közvetlenül mért, G_H pedig a direkt és diffúz komponensekből számolt globálsugárzást jelöli.

4. PIRANOMÉTER HIBÁS SZINTEZÉSÉNEK HATÁSA A GLOBÁLSUGÁRZÁS MÉRT ÉRTÉKÉRE

Első lépésben azt vizsgáltuk, hogy a piranométernek a vízszintes helyzetből történő esetleges kibillenése milyen mértékben módosítja a mért globálsugárzás 10 perces átlagát, valamint a napi, havi illetve éves összegét. A piranométer kibillenéséből származó hiba függ a nap helyzetétől, a piranométer dőlésétől, a globálsugárzás valódi értékétől, valamint a direktsugárzás/globálsugárzás aránytól. Ha ezeket a paramétereket megfelelően kis értékkel változtatva szeretnénk méréseket végezni, az rendkívül hosszantartó és költséges volna. Ezért nem kibillentett sugárzásmérőkkel dolgoztunk, hanem a szabvány szerint mért direkt-, diffúz- és reflexsugárzásból állítottuk elő a ferde piranométerre eső globálsugárzás értékét. Mivel a vízszintes felületre számított és mért globálsugárzás között előfordul kismértékű eltérés, ezért használtuk vízszintes esetben is a számított értéket a mért érték helyett.

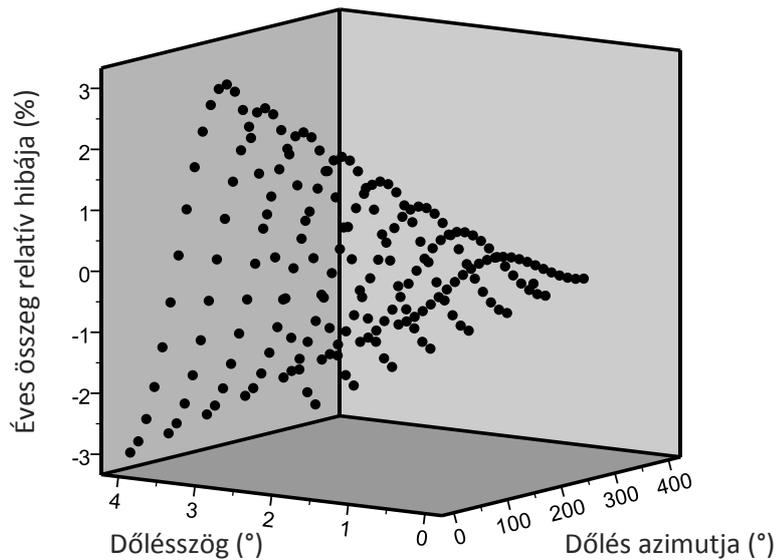
A mérés relatív hibáját az

$$E = \frac{G_f - G_H}{G_H} \quad (22)$$

összefüggéssel határoztuk meg. γ értékét $0^\circ - 345^\circ$ között 15° -onként, s értékét $0^\circ - 4^\circ$ között $0,5^\circ$ -onként változtattuk. Ezekkel a szögekkel minden rekord esetén kiszámoltuk a globálsugárzás értéket, majd ezek éves összegének, havi összegének, napi összegének és a 10 perces átlagának számítottuk a relatív hibáját. A piranométer dőlését egész évben állandónak tekintettük.

4.1. Éves összeg relatív hibája

A 2011-es éves összeg relatív hibáját mutatja a 6. ábra. Szinte ugyanazt az ábrát kaptuk a 2012-es és a 2013-as adatokkal számolva is, ezért azok bemutatásától eltekintünk.



6. ábra: Globálsugárzás éves összegének relatív hibája a piranométer dőlésének nagysága (dőlésszög) és iránya (dőlés azimutja) függvényében 2011-ben

A vizsgált tartományban adott irányú dőlés esetén a relatív hiba közel egyenesen arányos a dőlésszöggel. Adott nagyságú dőlés esetén pedig függ a dőlés azimutjának koszinuszától, de azzal nem egyenes arányos. Amikor északra ($\gamma=0^\circ$) dől a piranométer, akkor nagyobb az éves összeg csökkenése, mint az a növekedés, amit ugyanilyen mértékű délre ($\gamma=180^\circ$) dőlés esetén tapasztalunk. Ennek megfelelően a relatív hiba nagyságát a következő alakban becsülhetjük:

$$\frac{E_{\acute{e}v}}{s} = \beta_0 + \beta_1 \cos\gamma \quad (23)$$

ahol $E_{\acute{e}v}$ a globálsugárzás éves összegének relatív hibája, s a dőlésszög fokban mérve, γ a dőlés azimutja, β_0 és β_1 pedig lineáris regresszióval meghatározható együtthatók. A lineáris regressziót a 3 évre külön-külön elvégezve, a következő eredményt kaptuk.

$$2011: E_{\acute{e}v} = s(-0,00023 - 0,0071 \cos\gamma) \quad (24)$$

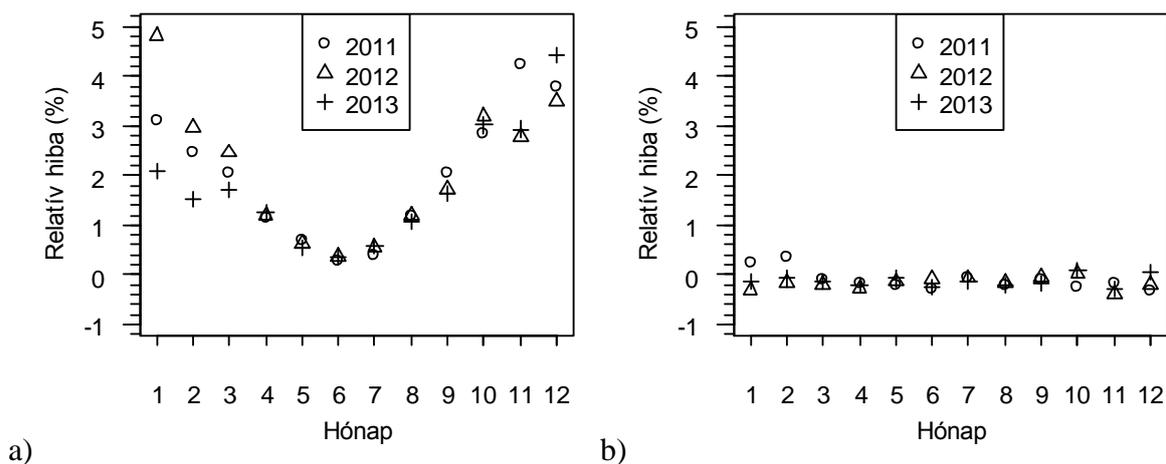
$$2012: E_{\acute{e}v} = s(-0,00023 - 0,0074 \cos\gamma) \quad (25)$$

$$2013: E_{\acute{e}v} = s(-0,00022 - 0,0063 \cos\gamma) \quad (26)$$

Az illeszkedést jellemző R^2 értéke rendre 0,994; 0,996 és 0,991, ami rendkívül jó illeszkedésről tanúskodik. Ha a piranométer északra vagy délre dől, akkor a dőlésszög 1° -os növekedése kb 0,6-0,7% többlethibát jelent. Legkisebb a hiba a K-Ny irányú dőlés esetén, ekkor 1 fokos dőlésszög -0,0002 relatív hibát eredményez.

4.2. Havi összeg relatív hibája

A havi összeg relatív hibáját 2° -os kibillenés esetén mutatjuk be (7. ábra).



7. ábra: A globálsugárzás havi összegének relatív hibája 2° -os délre (a), illetve nyugatra (b) dőlés esetén

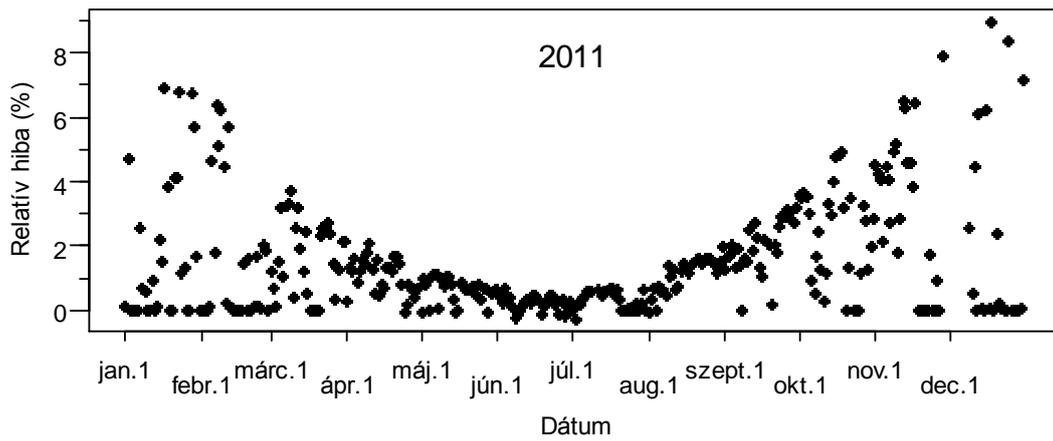
Déli irányba történő kibillenés esetén a legkisebb hibát, (kb. 0,2-0,3%) mindhárom évben a júniusi összegben, a legnagyobbat (4-5%) november-január időszakban figyeltük meg. Minél kisebb a napsugaraknak a vízszintessel bezárt szöge, annál nagyobb mértékben torzítja a kibillenés a globálsugárzás mért értékét. Ez okozza a nagyobb relatív hibát a téli időszakban mind a havi, mind a napi összegben. Az észak-déli dőlés esetén a téli időszakban megfigyelhető jelentősebb eltérést az okozza, hogy az egyes években eltérő volt az átlagos felhőborítottság ezekben a hónapokban. Például a januári globálsugárzás összeg 2011-ben 109 MJ/m^2 , 2012-ben 147 MJ/m^2 , 2013-ban pedig 92 MJ/m^2 volt. Ennek megfelelően 2012-ben volt a legnagyobb a januári összeg relatív hibája a magasabb direkt/globál aránynak köszönhetően. Kelet-nyugat irányú dőlés esetén csak elenyésző méretű (0-0,4%) relatív hiba figyelhető meg, mivel ott jellemzően a délelőtti és a délutáni eltérések kiegyenlítik egymást.

4.3. Napi összeg relatív hibája

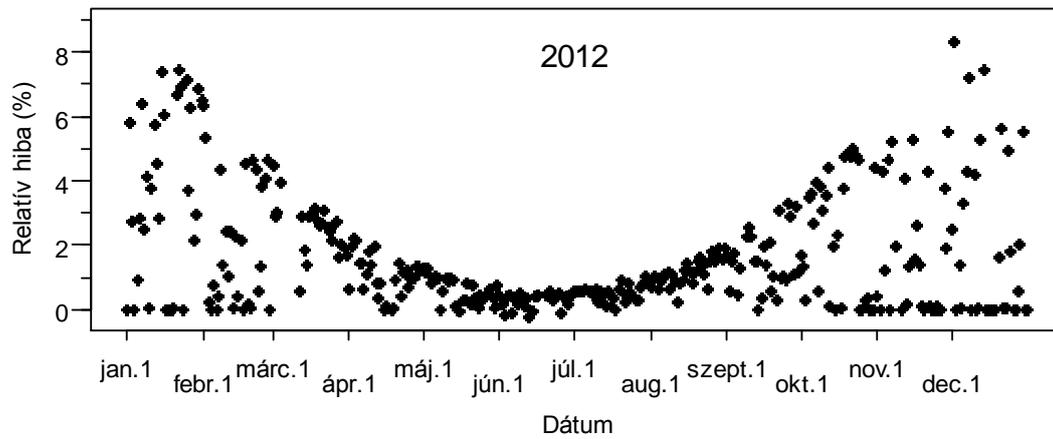
A napi összeg relatív hibájának jellegzetes éves menete van, ami elsősorban a dőlés irányától függ (8., 9. és 10. ábra). É-D irányú kibillenés esetén (8. ábra) a 0 körüli relatív hiba azokhoz a napokhoz tartozik, amikor egész nap felhős volt az égbolt, a direkt sugárzás nulla, vagy elhanyagolható mennyiségű volt. Az ábrázolt pontok felső burkológörbéje D-re dőlés esetén, illetve az alsó burkológörbéje É-ra dőlés esetén, kirajzolja a teljesen derült napok esetén megfigyelhető relatív hibát. Ezek a burkológörbék mindhárom évben megegyeznek, igazolva, hogy derült égbolt esetén a napi összegben jelentkező hibát a piranométer helyzete és a Nap látszólagos napi pályája határozza meg. Ennek a hibának az értéke 9% körül van a téli napforduló környékén, míg 0,6% körül a nyári napforduló környékén. D-re dőlés esetén a relatív hiba előjele jellemzően pozitív, azonban mindhárom évben előfordul negatív előjelű hiba is néhány nyári napon. Ez akkor figyelhető meg, ha a napkelte utáni és a napnyugta előtti órákban, amikor a Nap az északi égbolton tartózkodik, derült az égbolt és magas a direktsugárzás aránya, a köztes időben pedig, amikor a Nap a déli égbolton tartózkodik, borult az égbolt és elhanyagolható a direktsugárzás.

K-Ny irányú dőlés esetén a délelőtti és a délutáni ellentétes előjelű hiba gyakorlatilag kioltja egymást, ha az égbolt borultsága napközben számottevően nem változott (9. ábra). Ny-ra dőlés esetén a legnagyobb pozitív előjelű hibákat azokon a napokon találjuk, amikor délután volt derült az égbolt, délelőtt pedig borult. A fordított helyzet pedig a legnagyobb abszolút értékű, negatív előjelű hibát eredményezi. Ezekben az esetekben kb. 2% hibát okoz a 2°-os K-Ny irányú kibillenés.

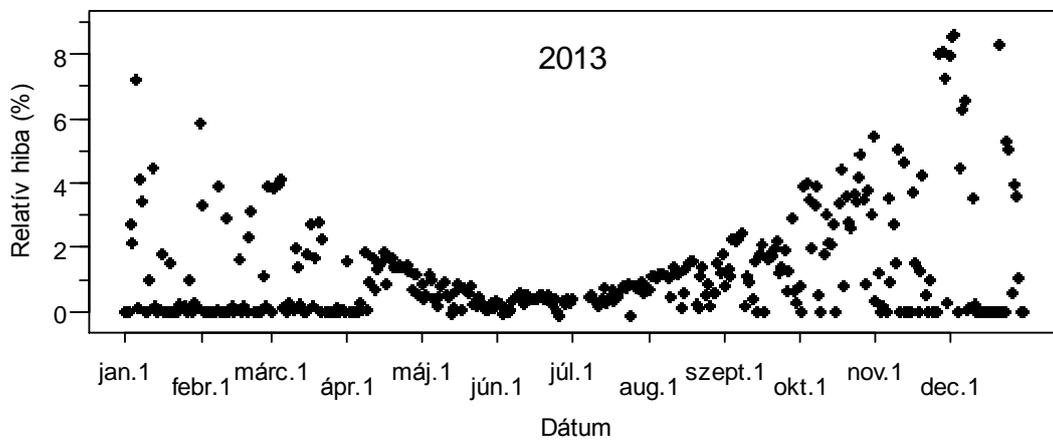
Ha a piranométer kibillenése nem a fő égtájak irányába, hanem egy tetszőleges irányba történik, akkor derült napok esetén a napi összegek relatív hibája az É-D és a K-Ny irányú dőlésnél bemutatott értékek közé esik. Erre mutat példát a 10. ábra. Minél távolabb van a dőlés iránya az É-D iránytól, annál kisebb a napi összegben megjelenő hiba abszolút értéke derült napok esetén.



a)

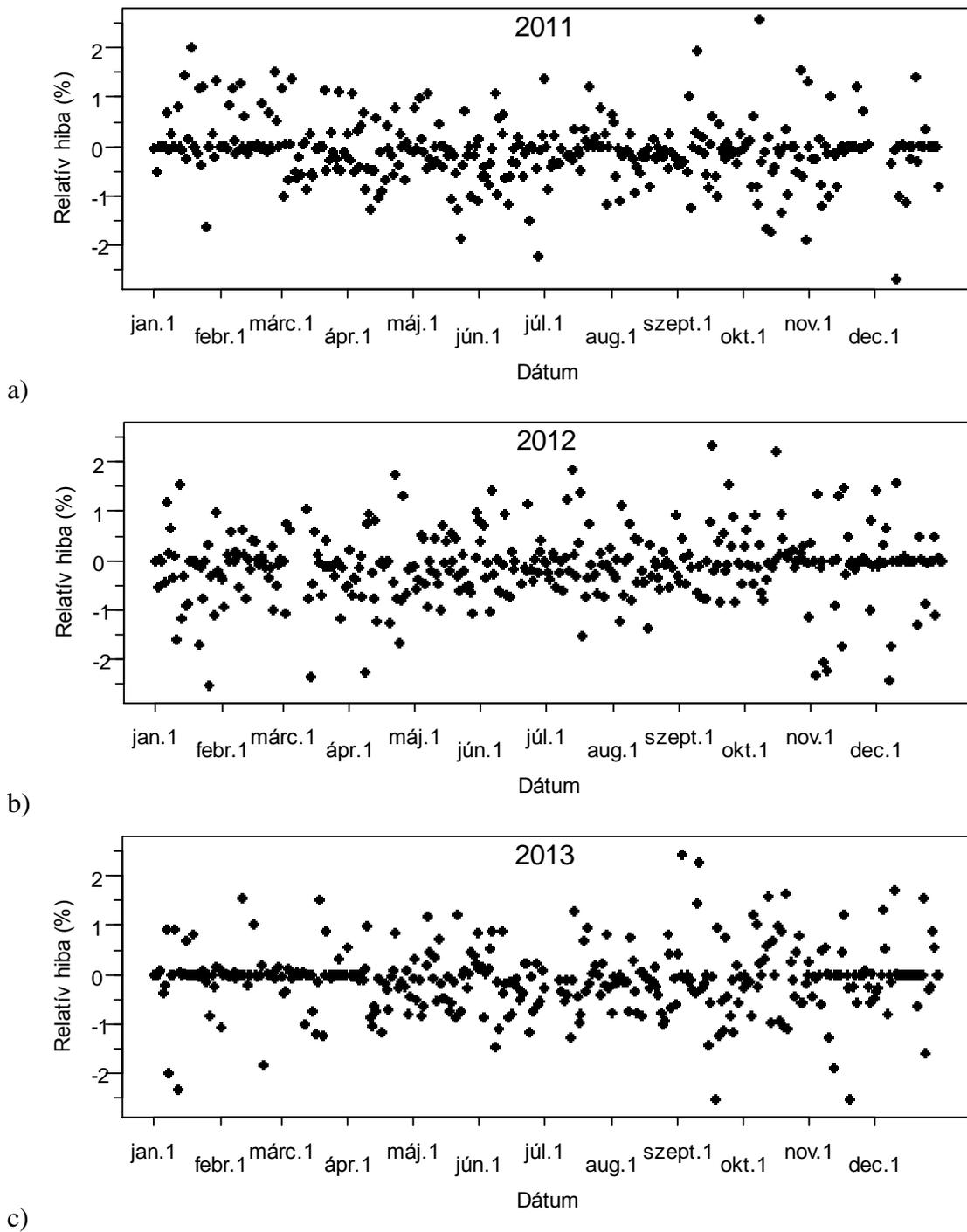


b)

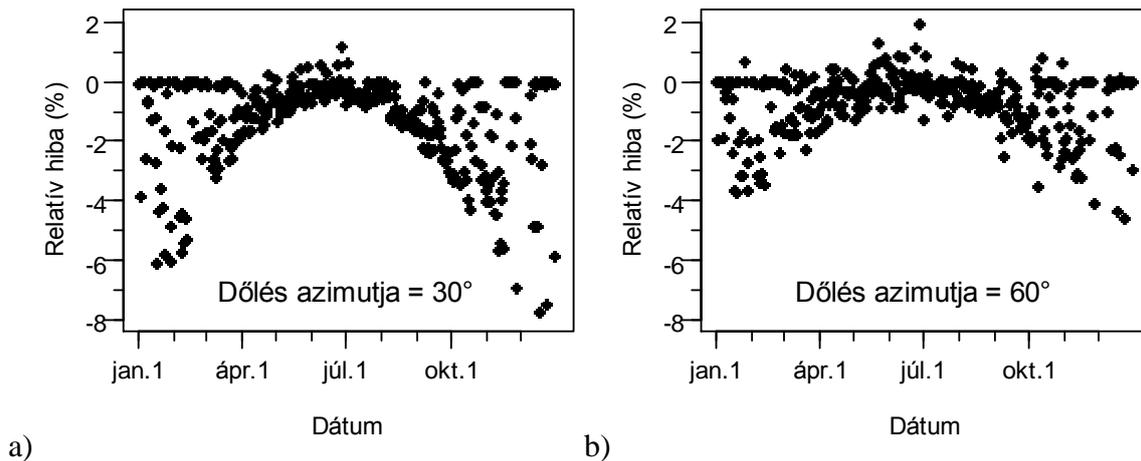


c)

8. ábra: A globálsugárzás napi összegének relatív hibája 2°-os délre dőlés esetén (a) 2011-ben, (b) 2012-ben és (c) 2013-ban



9. ábra: A globálsugárzás napi összegének relatív hibája 2° -os nyugatra dőlés esetén (a) 2011-ben, (b) 2012-ben és (c) 2013-ban



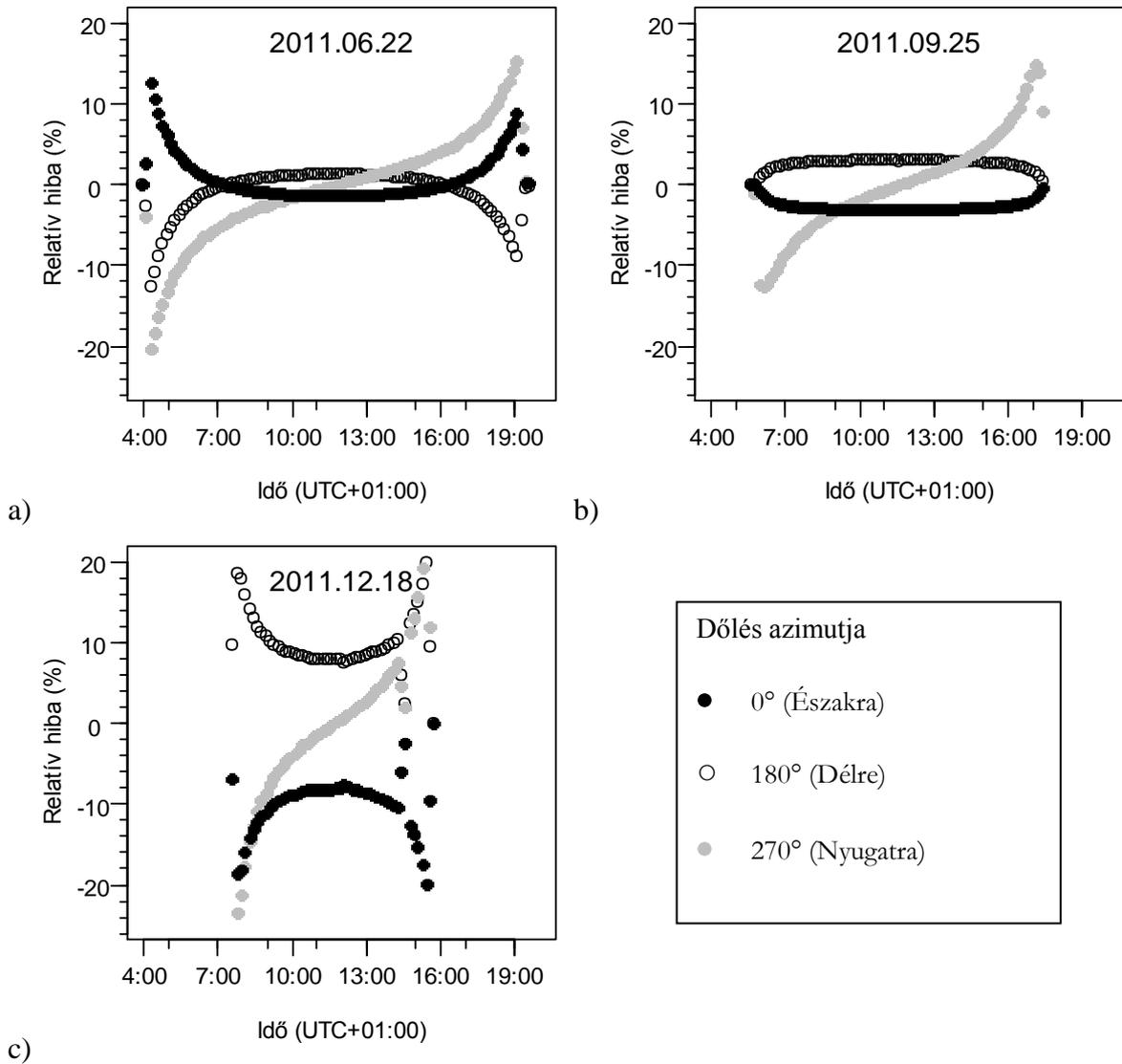
10. ábra: A globálsugárzás napi összegének relatív hibája a főégtájaktól eltérő irányú dőlés esetén 2011-ben 2°-os dőlésszög mellett

4.4. 10 perces átlag relatív hibája

A globálsugárzás 10 perces átlagában megjelenő hibát a piranométer dőlése mellett a pillanatnyi napkoordináták is jelentősen befolyásolják. Ennek szemléltetésére a 3 legkülönbözőbb esetet mutatjuk be. Egy-egy teljesen derült napot kerestünk a nyári és téli napforduló, valamint a napéjegylenlőségek környékéről (11. a,b,c ábra). A többi napnál megfigyelhető hibagörbék átmenetet képeznek ezen szélsőértékek között. A téli napforduló környékén 2°-os É-D irányú dőlés az egész nap folyamán 8%-nál nagyobb hibát eredményez (11c ábra), de alacsony napállásnál ennek értéke 20% körüli. Az egész évet tekintve viszont azt látjuk, hogy 30° feletti napmagasságnál 2°-os kibillenés 2%-nál kisebb relatív hibát eredményez függetlenül attól, hogy milyen irányba dőlt meg a piranométer.

Összegzésül elmondhatjuk, hogy a piranométer kismértékű, szabad szemmel alig megfigyelhető, 2°-os megbillenése is jelentős, 1 – 9 %-os hibát okozhat a globálsugárzás napi összegében. Havi összeget tekintve ez a hiba a dőlés irányától függően 0,5 – 5 % közötti, éves összeg esetén pedig 0,04 – 1,5 %. Legnagyobb hiba a globálsugárzás pillanatnyi értékében jelenik meg alacsony napállásnál. A piranométerek osztályozására vonatkozó ISO-9060 szabvány szerint a globálsugárzás napi összegének a bizonytalansága nem haladhatja meg a 2%-ot a referencia piranométer, az 5%-ot az első osztályú és a 10%-ot a másodosztályú piranométer esetén (ISO, 1990). Vizsgálataink azt mutatják, hogy 1°-os kibillenés már nagyobb hibát okoz, mint a referencia piranométernél megengedett érték. 2,5°-os kibillenés pedig a másodosztályú piranométernél megengedettnél is nagyobb hibát

eredményez. Ezek az eredmények is azt mutatják, hogy valóban szükség van egy olyan módszerre, amivel az adatsorból utólag is ellenőrizhető, hogy megfelelő volt-e a piranométer vízszintezése.



11. ábra: A globálisugárzás 10 perces átlagának relatív hibája 2°-os dőlés esetén (a) a nyári napforduló környékén, (b) az őszi napéjegyenlőség környékén és (c) a téli napforduló környékén

5. PIRANOMÉTER SZINTEZÉSI HIBÁJÁNAK KIMUTATÁSA

Minél hosszabb adatsort nézünk, annál kisebb dőlés kimutatására nyílik lehetőség. Célunk, hogy a globálsugárzás 10 perces átlagát tartalmazó, egyéves adatsor alapján próbáljunk minél kisebb dőlésszöget detektálni a különböző dőlésirányokban. Az eljárás során feltételezzük, hogy az egy éves időtartam alatt a dőlés iránya nem változik, legfeljebb a dőlésszög. A piranométer szintezési hibájának detektálására kidolgozott módszer elve röviden a következő. Egy vagy több, megbízhatóan vízszintezett piranométer legalább egyéves adatsorából készítünk egy modellt, ami a nap sorszáma és a napmagasság függvényében ad becslést a vízszintes, derült égbolthoz tartozó globálsugárzásra. Egy másik modellel pedig a vizsgált piranométer helyén és szintezési síkjában becsüljük a derült égbolthoz tartozó globálsugárzást. Mindkét modellel előállítjuk a vizsgált piranométer földrajzi helyén a derült égbolthoz tartozó globálsugárzást, majd az év minden napjáról, az azonos azimuthoz tartozó értékeket összeadjuk. A két összeg hányadosának azimut szerinti változását vizsgáljuk. Ha a vizsgált piranométer vízszintes volt, akkor ez a hányados közelítőleg konstans, legfeljebb apróbb, véletlenszerű fluktuációt mutat. Ha viszont a vizsgált piranométer ferde volt, akkor a dőlés azimutja körül ez a hányados megnő, az ellenkező irányban pedig lecsökken. Ennek a szisztematikus változásnak a kimutatására négyféle eljárást dolgoztunk ki. Az egyik eljárás a szignifikáns szinuszos tendenciát keresi, a másik három pedig a függvény meredekségét és görbületét vizsgálja.

5.1. A vízszintes, derült globálsugárzás modellje

Egy piranométer dőlését könnyen kimutathatnánk, ha a piranométerrel azonos helyen egy másik, pontosan vízszintezett piranométer is végezne méréseket, és ráadásul ezek a mérések folyamatosan derült égbolt mellett történének. A két műszer által mért értékek különbségéből következtethetnénk a szintezés pontosságára. Mivel rendszerint nem áll rendelkezésre ilyen piranométer, valamint a méréseknek is csak egy része történik derült időben, ezért a vízszintes, derült globálsugárzást egy modell segítségével becsüljük. A modell azon a feltételezésen alapul, hogy teljesen derült égbolt esetén, két, egymástól nem nagy távolságra lévő, hasonló tengerszint feletti magasságban lévő helyen ugyanolyan sorszámú napon ugyanannál a napmagasságnál közel egyenlő a globálsugárzás értéke. A piranométer dőlésének kimutatásához nem a modell által becsült értékek maguk, hanem azok egymáshoz képesti aránya a fontos. A „nem nagy távolság”-ot és a „hasonló tengerszint feletti magasság”-ot nem definiáljuk pontosan, de a magyarországi

meteorológiai állomásokat a kékestetői obszervatórium kivételével úgy tekintjük, hogy kielégítik ezt a feltételt. Az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) által működtetett 40 piranométer közül 39 van elhelyezve 50m és 300m közötti tengerszint feletti magasságban. A módszer vizsgálata ennél nagyobb távolságok és magasságok esetére meghaladja jelen dolgozat kereteit.

A modellnek két bemenő paramétere van: a napmagasság és a nap sorszáma. A globálsugárzás napmagasságtól való függésének leírására kétféle megközelítés terjedt el a szakirodalomban. Az egyik a globálsugárzást a napmagasság szinuszának harmad- vagy magasabb fokú polinomjaként állítja elő (Németh et al. 1996, Waliser et al. 1996, Chou and Zhao 1997 Long és Ackerman 2000). A másik

$$G = \beta_0(\sin\varphi)^{\beta_1} \quad (27)$$

alakban írja le a globálsugárzást, ahol β_0 és β_1 regressziós paraméterek (Bourges 1979, Cano et al. 1986, Moussu et al. 1989, Long és Ackerman 2000).

A derült, vízszintes globálsugárzásnak az év napjától való függését általában a Nap-Föld faktorról (D_{NF}) veszik figyelembe (Spencer, 1971), ami a pillanatnyi Nap-Föld távolság és az átlagos Nap-Föld távolság arányát írja le:

$$D_{NF} = 1,00011 + 0,034221\cos d + 0,00128\sin d + 0,000719\cos 2d + 0,000077\sin 2d \quad (28)$$

ahol $d = 2\pi(d' - 1)/365$. d' a nap sorszáma (1-365).

Módszerünkhöz olyan modellre van szükség, ami a derült, vízszintes globálsugárzást minél pontosabban, lehetőleg a helyi sajátosságokat is figyelembe véve állítja elő. Ezért a Nap-Föld távolság változása mellett a légkör átlátszóságának éves menetét is figyelembe vesszük a nap sorszámától való függés keretében.

20 lehetséges modellt készítettünk, amiből a legjobbat a k-szoros kereszt validáció módszerével (Stone 1974, Hastie et al. 2009) választottuk ki. Az egyes modellek sorszámát és a konkrét formulákat a 2. táblázatban foglaltuk össze. A napmagasságtól való függést négyféle módon közelítettük meg. Az első, második és harmadik modelles csoport a derült, vízszintes globálsugárzást rendre a napmagasság szinuszának harmad-, negyed- és ötödfokú polinomjával közelíti. A negyedik csoport pedig a 27. egyenlettel leírt formában. Mind a négy modelles csoportot tovább finomítottuk a nap sorszámától való függés

figyelembe vételével. Ezt ötféle módon közelítettük meg. Az első, legegyszerűbb változat, amikor a derült, vízszintes globálsugárzást a napmagasságtól függő tényező és a Nap-Föld faktor szorzatával állítjuk elő. További négy változat pedig, amikor a napmagasságtól való függést leíró modellekben az együtthatókat rendre a nap sorszámának első-, másod-, harmad-, illetve negyedfokú Fourier polinomjával helyettesítjük. Az 1-15 sorszámú modell esetén az együtthatókat lineáris kvantilis regresszió segítségével határoztuk meg. A 16-20 sorszámú modellek nem lineárisak, sőt a 17-20 sorszámú modellek nem is linearizálhatóak, ezért ennél az öt modellnél az együtthatók értékét a nemlineáris, paraméteres kvantilis regresszió módszerével (Koenker és Park, 1994) határoztuk meg. A q kvantilis megválasztásánál két szempontot mérlegeltünk. Egyrészt legyen q minél közelebb az 1-hez, hogy valóban a derült égbolthoz tartozó globálsugárzást becsüljük. Másrészt ne legyen a q túl nagy, mert akkor a modellt valójában csak egy-két kiugró érték határozza meg, ami jelentősen torzíthat. Cél, hogy a napmagasság, nap sorszáma és globálsugárzás mennyiségek által kifeszített koordináta-rendszerben olyan „burkoló felületet” kapjunk, ami a pontfelhő fölött, de azokhoz minél közelebb helyezkedik el. Ezeknek a szempontoknak legjobban a 0,9-0,95 körüli q értékek felelnek meg. $q=0,9$ és $q=0,95$ értékekkel is előállítottuk a modelleket, hogy megvizsgálhassuk mennyire befolyásolja a q megválasztása a modellszelekciót.

A k -szoros kereszt validációt a következőképpen hajtottuk végre. A három budapesti és a három szegedi évből rendre kiválasztottunk egyet, azt tekintettük teszt-halmaznak. A másik 5 halmaz úniója volt a tanuló-halmaz. A tanuló-halmaz alapján készítettük el a modelleket, majd ezeket a teszt-halmazra alkalmazva számítottuk ki a költségfüggvény értékét. Mivel a teszt-halmazok elemszáma eltérő, ezért mindig a költségfüggvénynek az egy elemre jutó átlagos értékét számoltuk.

$$WMAE_i = \frac{\sum \rho_q(\hat{G} - G)}{n_i} \quad i \in \{1,2,3,4,5,6\} \quad (29)$$

ahol \hat{G} és G a modell által becsült és a mért globálsugárzás, ρ_q akvantilis regresszió költségfüggvénye (11. egyenlet) n_i pedig a teszt-halmaz elemszáma. Végül ennek a hat értéknek az átlagolásával kaptuk a kereszt validáció értékét:

$$CV = \frac{\sum_{i=1}^6 WMAE_i}{6} \quad (30)$$

2. táblázat A vízszintes, derült globálsugárzás becslésére felállított modellek

Napmagasságtól való függés	Nap sorszámától való függés	Teljes modell	modell száma
$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^3 \beta_i(\sin\varphi)^i$	D_{NF}	$\hat{G}_{d,v} = D_{N,F} \cdot \sum_{i=0}^3 \beta_i(\sin\varphi)^i$	1
	$\beta_i = a_{i,0} + a_{i,1}\sin d + b_{i,1}\cos d$	$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^3 a_{i,0}(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 a_{i,1}\sin d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 b_{i,1}\cos d(\sin\varphi)^i$	2
	$\beta_i = a_{i,0} + \sum_{j=1}^2 (a_{i,j}\sin jd + b_{i,j}\cos jd)$	$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^3 a_{i,0}(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 a_{i,1}\sin d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 b_{i,1}\cos d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 a_{i,2}\sin 2d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 b_{i,2}\cos 2d(\sin\varphi)^i$	3
	$\beta_i = a_{i,0} + \sum_{j=1}^3 (a_{i,j}\sin jd + b_{i,j}\cos jd)$	$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^3 a_{i,0}(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 a_{i,1}\sin d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 b_{i,1}\cos d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 a_{i,2}\sin 2d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 b_{i,2}\cos 2d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 a_{i,3}\sin 3d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 b_{i,3}\cos 3d(\sin\varphi)^i$	4
	$\beta_i = a_{i,0} + \sum_{j=1}^4 (a_{i,j}\sin jd + b_{i,j}\cos jd)$	$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^3 a_{i,0}(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 a_{i,1}\sin d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 b_{i,1}\cos d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 a_{i,2}\sin 2d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 b_{i,2}\cos 2d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 a_{i,3}\sin 3d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 b_{i,3}\cos 3d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 a_{i,4}\sin 4d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^3 b_{i,4}\cos 4d(\sin\varphi)^i$	5
$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^4 \beta_i(\sin\varphi)^i$	D_{NF}	$\hat{G}_{d,v} = D_{N,F} \cdot \sum_{i=0}^4 \beta_i(\sin\varphi)^i$	6
	$\beta_i = a_{i,0} + a_{i,1}\sin d + b_{i,1}\cos d$	$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^4 a_{i,0}(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 a_{i,1}\sin d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 b_{i,1}\cos d(\sin\varphi)^i$	7
	$\beta_i = a_{i,0} + \sum_{j=1}^2 (a_{i,j}\sin jd + b_{i,j}\cos jd)$	$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^4 a_{i,0}(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 a_{i,1}\sin d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 b_{i,1}\cos d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 a_{i,2}\sin 2d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 b_{i,2}\cos 2d(\sin\varphi)^i$	8
	$\beta_i = a_{i,0} + \sum_{j=1}^3 (a_{i,j}\sin jd + b_{i,j}\cos jd)$	$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^4 a_{i,0}(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 a_{i,1}\sin d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 b_{i,1}\cos d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 a_{i,2}\sin 2d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 b_{i,2}\cos 2d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 a_{i,3}\sin 3d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 b_{i,3}\cos 3d(\sin\varphi)^i$	9
	$\beta_i = a_{i,0} + \sum_{j=1}^4 (a_{i,j}\sin jd + b_{i,j}\cos jd)$	$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^4 a_{i,0}(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 a_{i,1}\sin d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 b_{i,1}\cos d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 a_{i,2}\sin 2d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 b_{i,2}\cos 2d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 a_{i,3}\sin 3d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 b_{i,3}\cos 3d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 a_{i,4}\sin 4d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 b_{i,4}\cos 4d(\sin\varphi)^i$	10

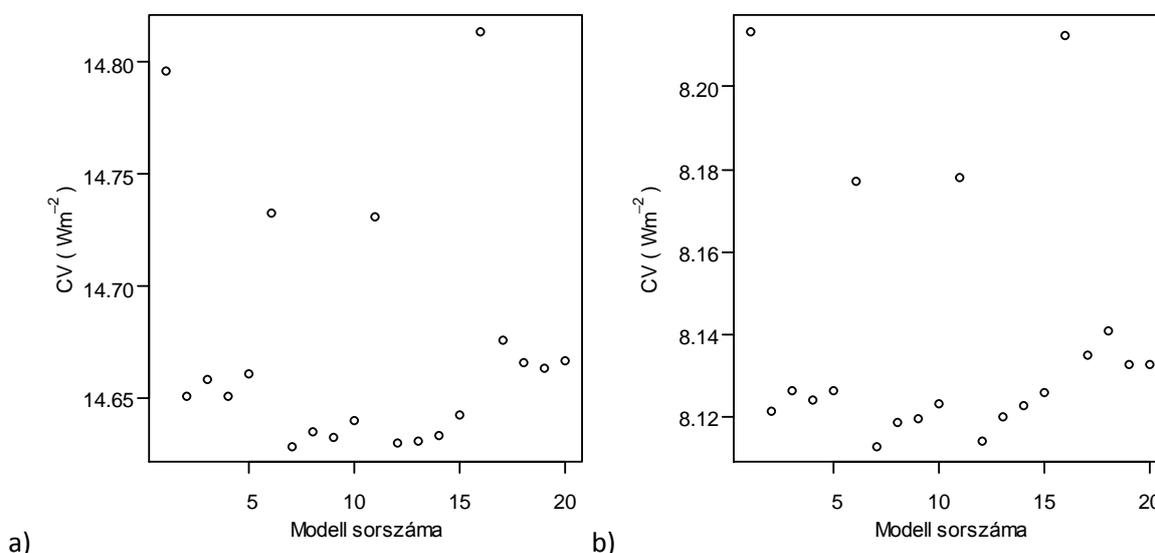
2. táblázat (folytatás az előző oldalról)

Napmagasságtól való függés	Nap sorszámától való függés	Teljes modell	modell száma
$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^5 \beta_i (\sin\varphi)^i$	D_{NF}	$\hat{G}_{d,v} = D_{NF} \cdot \sum_{i=0}^5 \beta_i (\sin\varphi)^i$	11
	$\beta_i = a_{i,0} + a_{i,1} \sin d + b_{i,1} \cos d$	$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^5 a_{i,0} (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 a_{i,1} \sin d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 b_{i,1} \cos d (\sin\varphi)^i$	12
	$\beta_i = a_{i,0} + \sum_{j=1}^2 (a_{i,j} \sin jd + b_{i,j} \cos jd)$	$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^5 a_{i,0} (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 a_{i,1} \sin d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 b_{i,1} \cos d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 a_{i,2} \sin 2d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 b_{i,2} \cos 2d (\sin\varphi)^i$	13
	$\beta_i = a_{i,0} + \sum_{j=1}^3 (a_{i,j} \sin jd + b_{i,j} \cos jd)$	$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^5 a_{i,0} (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 a_{i,1} \sin d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 b_{i,1} \cos d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 a_{i,2} \sin 2d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 b_{i,2} \cos 2d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 a_{i,3} \sin 3d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 b_{i,3} \cos 3d (\sin\varphi)^i$	14
	$\beta_i = a_{i,0} + \sum_{j=1}^4 (a_{i,j} \sin jd + b_{i,j} \cos jd)$	$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^5 a_{i,0} (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 a_{i,1} \sin d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 b_{i,1} \cos d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 a_{i,2} \sin 2d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 b_{i,2} \cos 2d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 a_{i,3} \sin 3d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 b_{i,3} \cos 3d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 a_{i,4} \sin 4d (\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^5 b_{i,4} \cos 4d (\sin\varphi)^i$	15
$\hat{G}_{d,v} = \beta_0 (\sin\varphi)^{\beta_1}$	D_{NF}	$\hat{G}_{d,v} = D_{NF} \cdot \beta_0 (\sin\varphi)^{\beta_1}$	16
	$\beta_i = a_{i,0} + a_{i,1} \sin d + b_{i,1} \cos d$	$\hat{G}_{d,v} = (a_{0,0} + a_{0,1} \sin d + b_{0,1} \cos d) (\sin\varphi)^{(a_{1,0} + a_{1,1} \sin d + b_{1,1} \cos d)}$	17
	$\beta_i = a_{i,0} + \sum_{j=1}^2 (a_{i,j} \sin jd + b_{i,j} \cos jd)$	$\hat{G}_{d,v} = \left(a_{0,0} + \sum_{j=1}^2 a_{0,j} \sin jd + b_{0,j} \cos jd \right) (\sin\varphi)^{(a_{1,0} + \sum_{j=1}^2 a_{1,j} \sin jd + b_{1,j} \cos jd)}$	18
	$\beta_i = a_{i,0} + \sum_{j=1}^3 (a_{i,j} \sin jd + b_{i,j} \cos jd)$	$\hat{G}_{d,v} = \left(a_{0,0} + \sum_{j=1}^3 a_{0,j} \sin jd + b_{0,j} \cos jd \right) (\sin\varphi)^{(a_{1,0} + \sum_{j=1}^3 a_{1,j} \sin jd + b_{1,j} \cos jd)}$	19
	$\beta_i = a_{i,0} + \sum_{j=1}^4 (a_{i,j} \sin jd + b_{i,j} \cos jd)$	$\hat{G}_{d,v} = \left(a_{0,0} + \sum_{j=1}^4 a_{0,j} \sin jd + b_{0,j} \cos jd \right) (\sin\varphi)^{(a_{1,0} + \sum_{j=1}^4 a_{1,j} \sin jd + b_{1,j} \cos jd)}$	20

Az eredményeket a 12. ábra mutatja. Legrosszabbul azok a modellek teljesítettek, ahol a nap sorszámától való függést nem becsültük, hanem a Nap-Föld faktor beépítésével vettük figyelembe. Ez igazolja, hogy az adott napmagassághoz tartozó derült globálsugárzás éves menete nemcsak a Nap-Föld távolság változásától függ, hanem befolyásolja azt a légkör átlátszóságának éves menete is. Szintén az átlagnál gyengébben teljesítettek azok a modellek, ahol a napmagasságtól való függést nem szinuszos polinom formájában, hanem $\beta_0(\sin\varphi)^{\beta_1}$ alakban kerestük. A $q=0,9$ és $q=0,95$ értékhez tartozó eredmények kis mértékben különböznek ugyan, de mindkét esetben a legkisebb CV értéket, tehát a legjobb eredményt a 7-es sorszámú modell adta. A továbbiakban ezért a derült, vízszintes globálsugárzás empirikus modelljét

$$\hat{G}_{d,v} = \sum_{i=0}^4 b_i(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 b_{i+5}\text{sin}d(\sin\varphi)^i + \sum_{i=0}^4 b_{i+10}\text{cos}d(\sin\varphi)^i \quad (31)$$

alakban kerestük.

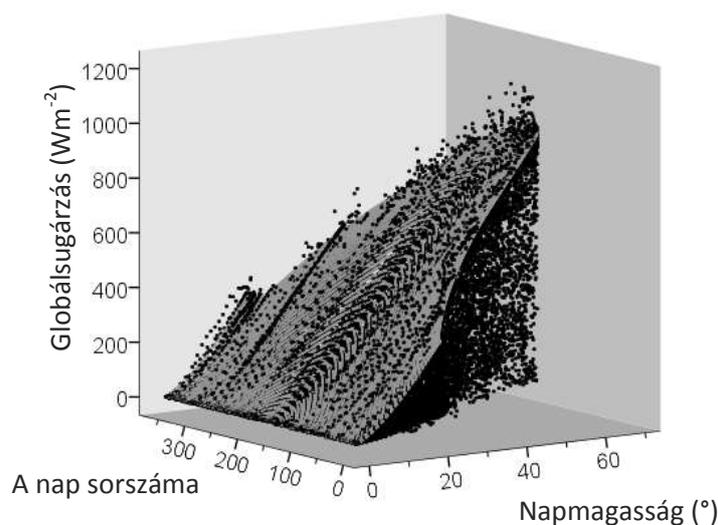


12. ábra A derült, vízszintes globálsugárzás modellek 6-szoros kereszt validációjának az eredménye. (Az adott sorszámú modelleket a 2. táblázat tartalmazza.)

A módszer tesztelése során felhasznált modellt a 2011-es szegedi globálsugárzás adatok alapján $q=0.9$ kvantilis választással állítottuk elő. A modell, mint „burkolófelület” a 13. ábrán látható. A kvantilis regresszióval kapott együtthatókat a 3. táblázat tartalmazza.

3. táblázat A derült, vízszintes globálsugárzás modelljében (31. egyenlet) szereplő együtthatók

b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6	b_7	b_8	b_9
2,70	419,93	2090,36	-2401,87	971,06	-0,91	-1,94	73,84	-55,98	-6,78
b_{10}	b_{11}	b_{12}	b_{13}	b_{14}					
0,79	-46,48	563,95	-909,78	405,9					



13. ábra Vízszintes, derült globálsugárzás empirikus modellje (szürke) a 2011-es szegedi globálsugárzás adatok (fekete) alapján

5.2. A detektálási eljárás lépései

Először minden G_m mért globálsugárzás érték mellé kiszámítottunk egy $\hat{G}_{d,v}$ becsült globálsugárzást a vízszintes, derült globálsugárzás 5.1. alfejezetben ismertetett modelljével (31. egyenlet). Az egymáshoz rendelt G_m és $\hat{G}_{d,v}$ értékek ugyanolyan sorszámú naphoz és ugyanolyan napmagassághoz tartoznak.

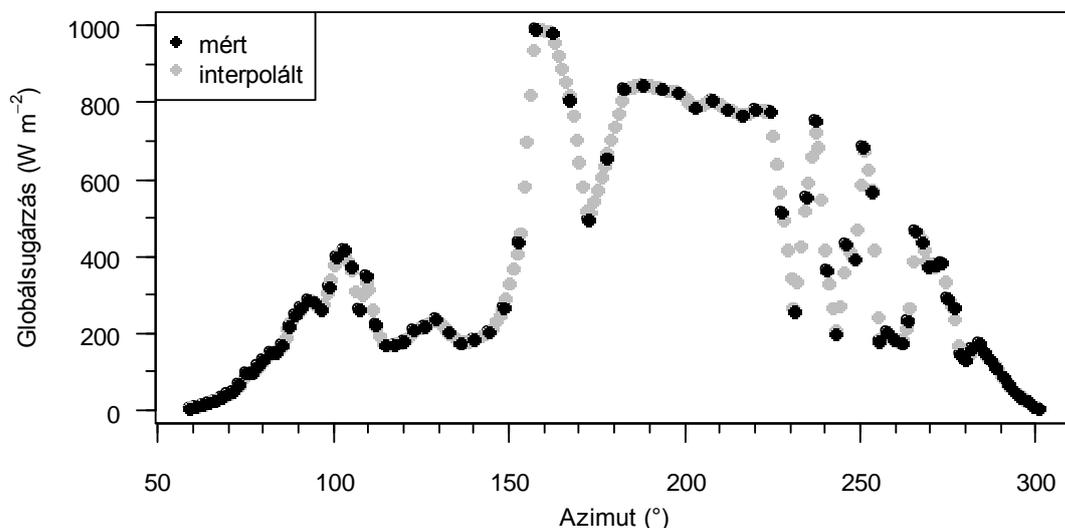
5.2.1. Interpolált globálsugárzás

A piranométer kibillenése miatt a globálsugárzás mért értékében megjelenő hiba nagysága erősen függ többek között a nap látszólagos helyzetétől és az égbolt felhőzettségétől. Könnyen kimutathatnánk a piranométer dőlését, ha a mérések minden nap ugyanolyan azimut szögeknél és derült égbolt mellett történének. Azonban a mérések egyenlő időközönként és nem egyenlő azimut változásonként történnek. Egymást követő

napokon ugyanabban az időpontban a Nap helyzete különböző azimut szöggel jellemezhető. Ezért első lépésben minden egyes napra, előre meghatározott azimut értékekhez kiszámoltuk a globálsugárzás G_m^{ip} közelítő értékét a következő módon. Tekintsük a globálsugárzást a nap azimut szögének függvényeként. α_{min} és α_{max} jelölje egy adott napon a pozitív napmagasság mellett végzett mérésekhez tartozó legkisebb és legnagyobb azimut szöget. α_{min} és α_{max} között minden egész azimut értékhez előállítottunk egy G_m^{ip} értéket lineáris interpoláció segítségével.

$$G_m^{ip}(\alpha) = \frac{G_{m,2} - G_{m,1}}{\alpha_2 - \alpha_1}(\alpha - \alpha_1) + G_{m,1} \quad \alpha \in \{[\alpha_{min}] \dots [\alpha_{max}]\} \quad (32)$$

α_1 és α_2 jelöli az α -hoz legközelebb eső azimut értékeket, amikor volt mérés az adott napon. $G_{m,1}$ és $G_{m,2}$ pedig az α_1 -hez és α_2 -höz tartozó mért globálsugárzás. α értékét 1° -onként növeltük $[\alpha_{min}]$ és $[\alpha_{max}]$ között. A 14. ábrán látható a mért és az interpolált globálsugárzás értéke egy részlegesen felhős napon.

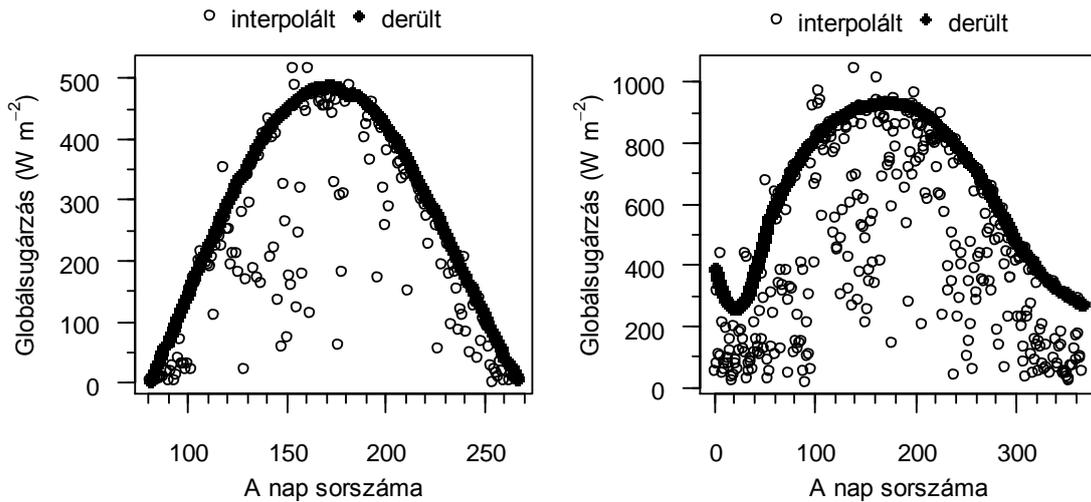


14. ábra Mért és az egész azimut értékekhez interpolált globálsugárzás (2013.07.19.)

5.2.2. A vizsgált piranométer síkjára eső derült globálsugárzás

Mivel a G_m^{ip} értékeket a mért globálsugárzásból számoltuk, ezért csak egy részük alkalmas a derült égbolthoz tartozó globálsugárzás jellemzésére. Ezért a következő lépésben ezekből az interpolált értékekből becsültük a derült égbolthoz tartozó globálsugárzást. Vegyük egy adott α_0 azimuthhoz tartozó G_m^{ip} értékeket az év minden olyan

napjáról, amikor az adott napon a szóban forgó azimutnál a Nap a látóhatár fölött volt. Az így kiválasztott G_m^{ip} értékek száma függ α_0 értékétől. $\alpha_0 = 180^\circ$ esetén például minden napról tudunk venni G_m^{ip} értéket, míg $\alpha_0 = 270^\circ$ esetén csak a tavaszi és őszi napéjegyenlőség közötti időszakból. Ha ezeket a G_m^{ip} értékeket ábrázoljuk a nap sorszáma függvényeként, akkor a ponthalmaz felső burkológörbéje az adott azimuthoz és a derült égbolthoz tartozó globálsugárzásra ad egy becslést. Ezt a becsült értéket $G_{m,d}^{ip}$ -vel jelöljük és a lokálisan súlyozott polinomiális kvantilis regresszió (Koenker, 2005) módszerével számítottuk ki. Hasonló módszerrel becsültek derült globálsugárzást Bacher és munkatársai (2009, 2013). A módszer alkalmazásához a következő négy paraméter értékét kell meghatározni: a polinom fokszámát, a súlyozáshoz használt kernel függvényt (magfüggvényt), a súlyozás koncentrálódását szabályozó sávszélességet és a q kvantilist. Az adott azimuthoz tartozó derült globálsugárzás éves menetében szélsőérték és inflexiós pont is megfigyelhető. Azért hogy ez az illesztett polinom alakjában is megjelenhessen, harmadfokú polinomot használtunk. Kernel függvénynek a Gauss kernelt, a standard normális eloszlás sűrűségfüggvényét választottuk. A sávszélesség megválasztásánál arra kellett ügyelni, hogy ha túl kicsire választjuk, akkor egy adott érték becslését csak néhány, egymást követő napra vonatkozó érték határozza meg. Ha ebben a rövid időszakban borult volt az ég, akkor a becsült $G_{m,d}^{ip}$ értékek messze elmaradnak a derült égbolthoz tartozó globálsugárzástól. Ha pedig a sávszélesség értékét túl nagyra választjuk, akkor a burkoló görbe alakja közelít a vízszintes egyeneshez és nem tükrözi az adott azimuthoz tartozó derült globálsugárzás jellegzetes éves menetét. Hogy mindkét szempontnak megfeleljünk, a sávszélesség értékét 30-nak választottuk. A q értékének meghatározását a 3.2.8 alfejezetben tárgyaljuk. α_0 értékét 70° -tól 290° -ig fokenként változtatva minden esetben elvégeztük a számításokat. Ha egy-egy napról nem voltak mért adataink, és ebből következően interpolált adatok sem, ebben a lépésben azokra a napokra is számítottunk $G_{m,d}^{ip}$ -t. Egy-egy konkrét azimuthoz tartozó G_m^{ip} értékeket és a belőlük számolt $G_{m,d}^{ip}$ értékeket mutatja a 15. ábra.



15. ábra Derült globálisugárzás ($G_{m,d}^{ip}$) becslése az interpolált értékek (G_m^{ip}) felhasználásával
a) $\alpha=90^\circ$ és b) $\alpha=180^\circ$ azimut esetén

5.2.3. Derült globálisugárzás értékek összegzése azimutonként

Ha a piranométer kibillen egy adott irányba, akkor a pontos globálisugárzásnál nagyobbat fog mérni minden olyan esetben, amikor a Nap azimutja és a dőlés azimutja megegyezik. Általában is elmondhatjuk, hogy ha a piranométer egy fix irányba dől, akkor derült égbolt esetén a Nap azimutja dönti el, hogy a piranométer a valós értéknél kisebbet vagy nagyobbat mér. Nagyobbat, ha a dőlés azimutja és a Nap azimutja közötti különbség kisebb 90° -nál, kisebbet, ha ez az azimutkülönbség nagyobb 90° -nál. Tekintsük egy konkrét α azimuthhoz tartozó méréseket. Lehet, hogy az egyes napokon külön-külön kicsi a mérés hibája, de mivel minden nap ugyanaz az előjele, ezért az összegükben a dőlés hatása felerősödik. A következő lépésben ezért kiszámoljuk az adott azimuthhoz tartozó derült globálisugárzás éves összegét.

$$SG_m(\alpha) = \sum_d G_{m,d}^{ip}(\alpha, d) \quad \alpha \in \{70^\circ, 71^\circ, \dots, 290^\circ\} \quad (33)$$

Az összegzendő értékek száma itt is függ α értékétől, ahogy az előző alfejezetben tárgyaltuk. A 2011-es budapesti G_m adatsorból számolt $SG_m(\alpha)$ értékeket mutatja a 15. ábra.

5.2.4. Vízzintes, derült globálsugárzás értékek összegzése azimutonként

$SG_m(\alpha)$ értékekben akkumulálódott a dőlés miatt fellépő hiba. Ahhoz, hogy ezt az információt kinyerhessük, szükség van egy olyan mennyiségre, amit $SG_m(\alpha)$ -hoz hasonlóan, de a vízszintes felületre érkező globálsugárzásból számolunk. Ezért először a $\hat{G}_{d,v}(\varphi, d)$ értékekből lineáris interpoláció segítségével, a 32. egyenlet mintájára kiszámoljuk az egész azimut értékekhez tartozó vízszintes, derült globálsugárzást, $G_{d,v}^{ip}(\alpha, d)$ -t.

$$G_{d,v}^{ip}(\alpha) = \frac{\hat{G}_{d,v,2} - \hat{G}_{d,v,1}}{\alpha_2 - \alpha_1} (\alpha - \alpha_1) + \hat{G}_{d,v,1} \quad \alpha \in \{[\alpha_{min}] \dots [\alpha_{max}]\} \quad (34)$$

α_1 és α_2 itt is az α -hoz legközelebb eső azimut értékeket jelöli. $\hat{G}_{d,v,1}$ és $\hat{G}_{d,v,2}$ pedig az α_1 -hez és α_2 -höz tartozó, a 31. egyenlettel becsült vízszintes, derült globálsugárzás.

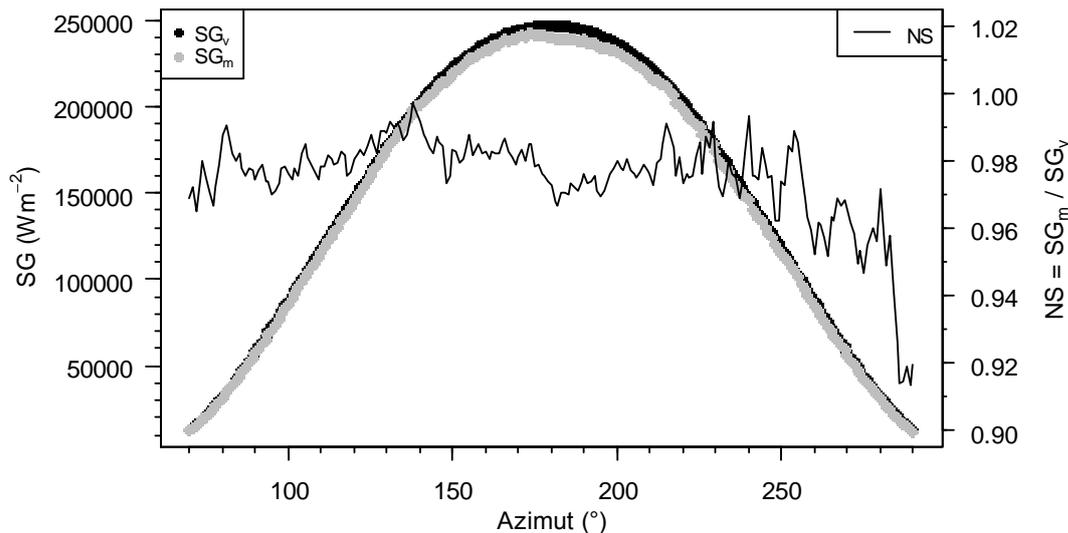
Ezt követően a 33. egyenlet mintájára kiszámoljuk az adott azimuthoz tartozó vízszintes, derült globálsugárzás éves összegét:

$$SG_v(\alpha) = \sum_d G_{d,v}^{ip}(\alpha, d) \quad \alpha \in \{70^\circ, 71^\circ, \dots, 290^\circ\} \quad (35)$$

A piranométer dőlésére $SG_m(\alpha)$ és $SG_v(\alpha)$ arányából következtethetünk.

$$NS(\alpha) = \frac{SG_m(\alpha)}{SG_v(\alpha)} \quad (36)$$

A 2011-es budapesti G_m adatsorhoz számolt $SG_v(\alpha)$ értékeket, és a normálás után kapott $NS(\alpha)$ értékeket mutatja a 16. ábra.



16. ábra Adott azimuthoz tartozó derült globálsugárzás összege a vizsgált piranométer síkjában (SG_m) mért adatok alapján, a vízszintes piranométer síkjában (SG_v) modellezett adatok alapján, valamint ezek hányadosa (NS). A grafikon a 2011-es budapesti G_m adatsorból készült $q=0.90$ beállítással.

5.2.5. $NS(\alpha)$ változásának amplitúdója

$NS(\alpha)$ értékét jelentősen befolyásolja, hogy a vizsgált piranométer fölött milyen volt az év folyamán a felhőzettség és a légkör homályossága. A piranométer dőlésére azonban nem $NS(\alpha)$ nagyságából, hanem annak az azimut szerinti változásából következtethetünk. Ha a piranométer vízszintes, akkor $NS(\alpha)$ értéke nagyjából független az α -tól. Viszont minél nagyobb a piranométer dőlésszöge, annál nagyobb lesz ez az arány a dőlés azimutjával megegyező α esetén, és annál kisebb lesz a dőlés azimutjától 180° -kal eltérő α esetén. Hogy ezt a szisztematikus ingadozást kimutassuk, $NS(\alpha)$ menetét a következő modellel közelítjük:

$$NS(\alpha) = D_0 + D_1 \sin \alpha + D_2 \cos \alpha \quad (37)$$

D_0 , D_1 és D_2 együtthatókat lineáris regresszió segítségével határozzuk meg. Ezekből számítjuk az ingadozás amplitúdóját:

$$A = \sqrt{D_1^2 + D_2^2} \quad (38)$$

Ez az amplitúdó jellemzi a piranométer szintezését. Ha ez nagyobb egy küszöbértéknél, akkor detektáljuk ferdének a piranométert.

5.2.6. NS(α) amplitúdójának a konfidencia intervalluma

Az amplitúdó küszöbértékét a következő módon határoztuk meg. Három különböző derült, vízszintes globálsugárzás modellt készítettünk rendre a 2011-es, 2012-es és 2013-as Szegeden mért G_m adatokkal. Mindhárom modellel elvégeztük az eljárást külön a 2011-es és külön a 2012-es Budapesten mért G_m adatsoron. Így összesen 6 amplitúdó értéket kaptunk:

$$\{A_{v,i}; \quad i=1,\dots,6\} \quad (39)$$

Shapiro-Wilk teszt segítségével vizsgáltuk, hogy ez a 6 elemű minta származhat-e normális eloszlású sokaságból. Mivel a normális eloszlás igazolást nyert, egyoldali (jobboldali) konfidencia intervallumot készítettünk a t-eloszlás segítségével. Ennek a konfidencia intervallumnak a felső határát T_p -vel jelöljük és ezt tekintjük az A amplitúdó vízszintes esetekhez tartozó küszöbértékének.

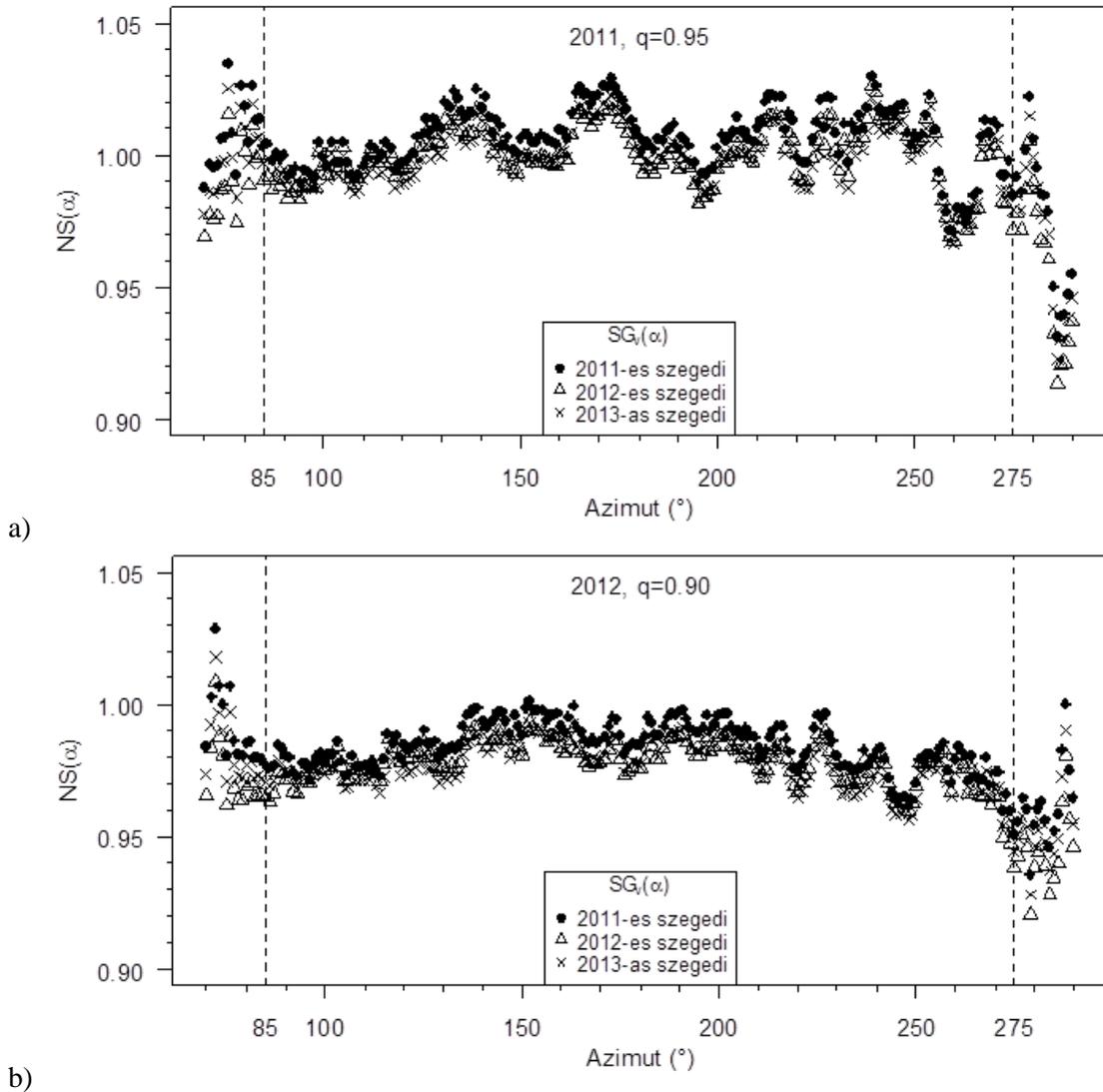
$$T_p = \bar{A}_v + \sigma_{A_v} \sqrt{1 + \frac{1}{n}} t_{p,n-1} \quad (40)$$

p jelöli a konfidenciaszintet, \bar{A}_v az A_v amplitúdók átlaga, σ_{A_v} az A_v amplitúdók szórása, n a minta elemszáma (jelen esetben $n=6$), $t_{p,n-1}$ pedig az $n-1$ szabadságfokú t-eloszlás eloszlásfüggvénye inverzének p helyen felvett értéke.

5.2.7. Azimut tartomány kiválasztása

Mivel a piranométer színtezését NS(α) ingadozásával jellemezzük, a vizsgálatba bevont azimutszögek tartományát és a kvantilis regresszió q paraméterét úgy kell megválasztani, hogy NS(α) ingadozása minimális legyen vízszintes piranométer esetén. Minél szűkebb azimut tartományt vizsgálunk, annál kisebb lesz NS(α) ingadozása. Másrészt viszont minél szélesebb tartományt vizsgálunk, annál könnyebb kimutatni a szinuszos ingadozást. Az optimális tartomány kiválasztását szemlélteti a 17. ábra. 85° és 275° azimut között NS(α) értékek egy vízszintes egyenes közelében szóródnak függetlenül a q kvantilis értékétől. Az említett tartományon kívül pedig jóval nagyobb mértékben szóródnak az egyenes körül. Ennek oka, hogy csak egy viszonylag rövidebb időszak van az év folyamán, amikor a Nap 85° -nél kisebb vagy 275° -nál nagyobb azimut esetén is a látóhatár fölött tartózkodik, másrészt ekkora azimutnál már alacsony a napmagasság és

emiatt kisebb a globálsugárzás is. Következésképpen $SG_m(\alpha)$ és $SG_v(\alpha)$ értéke is kisebb lesz, a hányadosuk pedig jóval nagyobb kilengéseket fog mutatni. Ezért a továbbiakban csak a 85° és 275° közötti azimuthoz tartozó $NS(\alpha)$ értékekkel foglalkozunk.

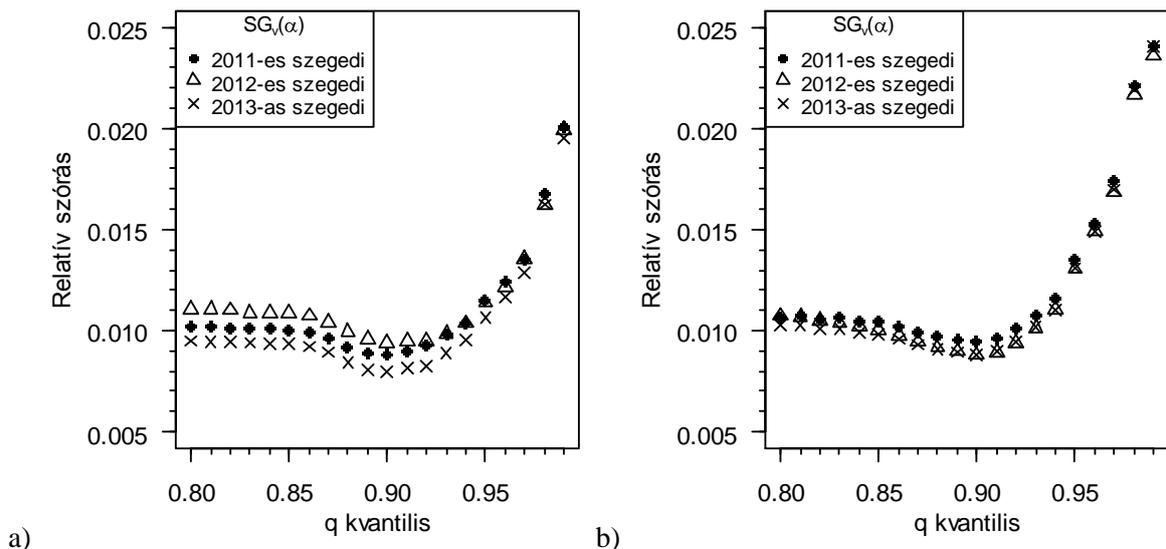


17. ábra $NS(\alpha)$ ingadozásai a) 2011-es budapesti G_m alapján; $q=0,95$ és b) 2012-es budapesti G_m alapján; $q=0,90$. A szaggatott vonalak közötti tartományt használjuk a továbbiakban.

5.2.8. q kvantilis kiválasztása

A q kvantilis értékét 0,8-tól 0,99-ig 0,01-ként növeltük. Ebben a tartományban minden q értékkel lefuttattuk a kvantilis regressziót és kiszámoltuk az $NS(\alpha)$ értékeket hatféleképpen: a 2011-es és 2012-es budapesti G_m adatsorból számolt $SG_m(\alpha)$ -t normáltuk rendre a 2011-es, 2012-es és 2013-as szegedi G_m adatsorból készített $SG_v(\alpha)$ összegekkel.

A cél, olyan q kiválasztása, amely esetén vízszintes piranométernél az $NS(\alpha)$ értékek ingadozása minimális. Ezért mind a hatféleképpen kiszámolt $NS(\alpha)$ értékeknek meghatároztuk a relatív szórását (szórás/átlag), és ezt ábrázoltuk a q kvantilis függvényeként (18. ábra). Az ábrából jól látható, hogy mind a hat esetben $q=0,9$ esetén volt a relatív szórás minimális. Ezért a továbbiakban $G_{m,d}^{ip}$ számolását $q=0,9$ választása mellett végeztük.



18. ábra Az $NS(\alpha)$ értékek relatív szórása. $SG_m(\alpha)$ értékek az a) 2011-es és b) 2012-es budapesti G_m adatsorok alapján

5.3. A módszer tesztelése

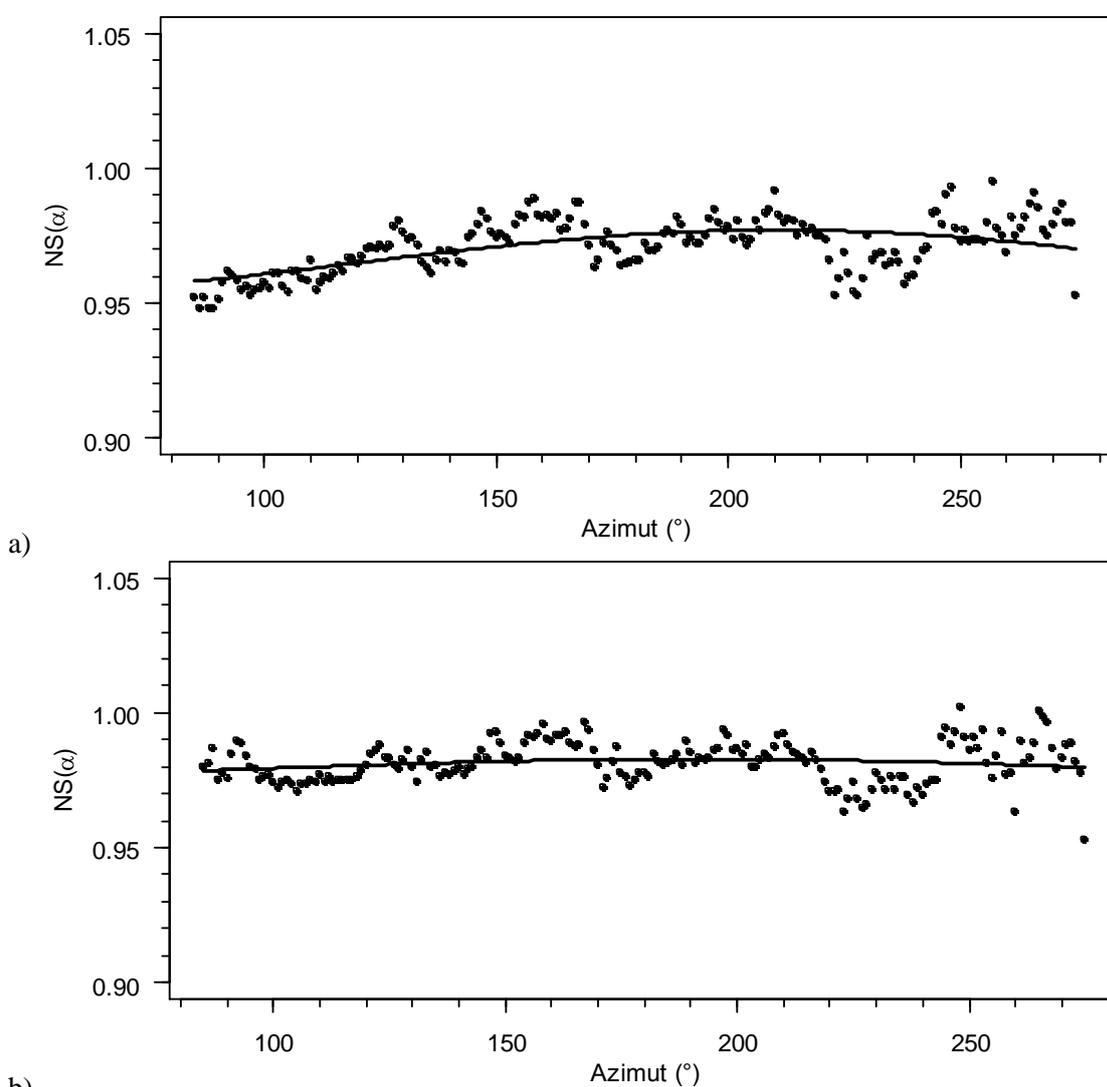
5.3.1. Az $NS(\alpha)$ amplitúdó konfidencia intervallumának felső határa

Az előző pontokban részletezett beállításokkal a 37. és 38. egyenletek alapján kiszámítottuk $NS(\alpha)$ ingadozásának amplitúdóját. Ennek értéke a 2011-es budapesti G_m adatsorok esetén 0,0116, 0,0090 és 0,0090 volt, ahol a derült, vízszintes modellt rendre a szegedi 2011-es, 2012-es és 2013-as G_m adatsor alapján készítettük. A 2012-es budapesti G_m adatsorok esetén pedig 0,0200, 0,0169 és 0,0171 volt, ahol a derült, vízszintes modellt szintén rendre a szegedi 2011-es, 2012-es és 2013-as G_m adatsor alapján készítettük. A Shapiro-Wilk teszt alapján ez a hatelemű minta normális eloszlást mutat ($\text{sig}=0,25$), ezért a 40. egyenlet alapján kiszámítottuk a jobboldali konfidencia intervallum felső határát. Ennek értéke 0,024 lett 95%-os konfidencia szinten és 0,031 lett 99%-os konfidencia szinten. Ezeket tekintjük a vízszintes és ferde helyzeteket elválasztó küszöbértékeknek.

A módszer akkor működik jól, ha a vízszintes piranométert vízszintesnek értékeli, ferde piranométer esetén pedig minél kisebb dőlésszög esetén képes detektálni a dölést.

5.3.2. Vízszintes piranométer

Két adatsorral teszteltük a vízszintes esetet. Az egyik a 2013-as budapesti G_m adatsor, a másik pedig a 2013-as budapesti direkt, diffúz, reflex komponensekből számolt globálsugárzás adatsor volt (19. ábra). Az amplitúdó értéke 0,012, illetve 0,0034 lett. Mindkét érték alatta van a küszöbértéknek, tehát a módszer mindkét esetet helyesen vízszintesnek értékelte.

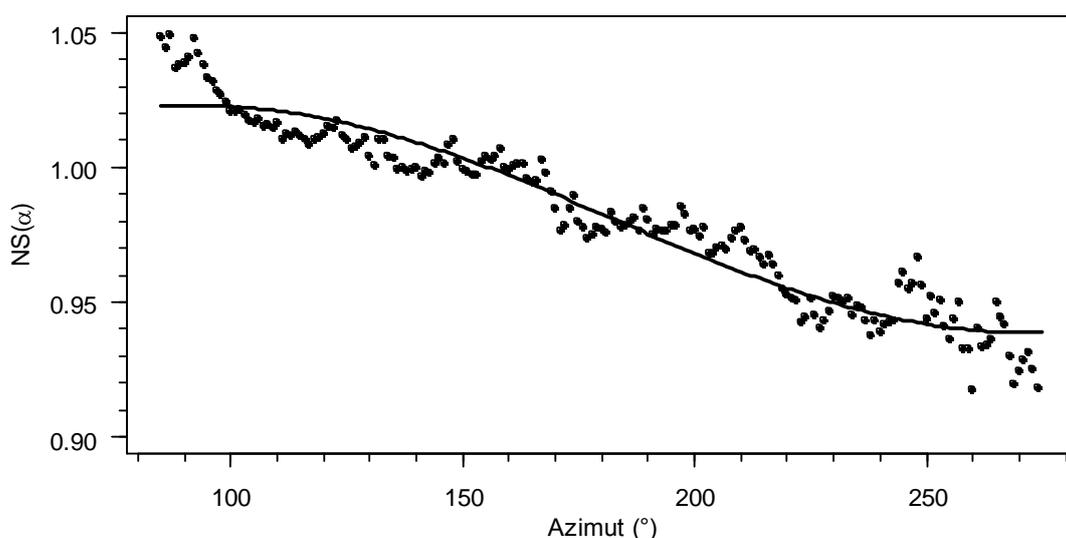


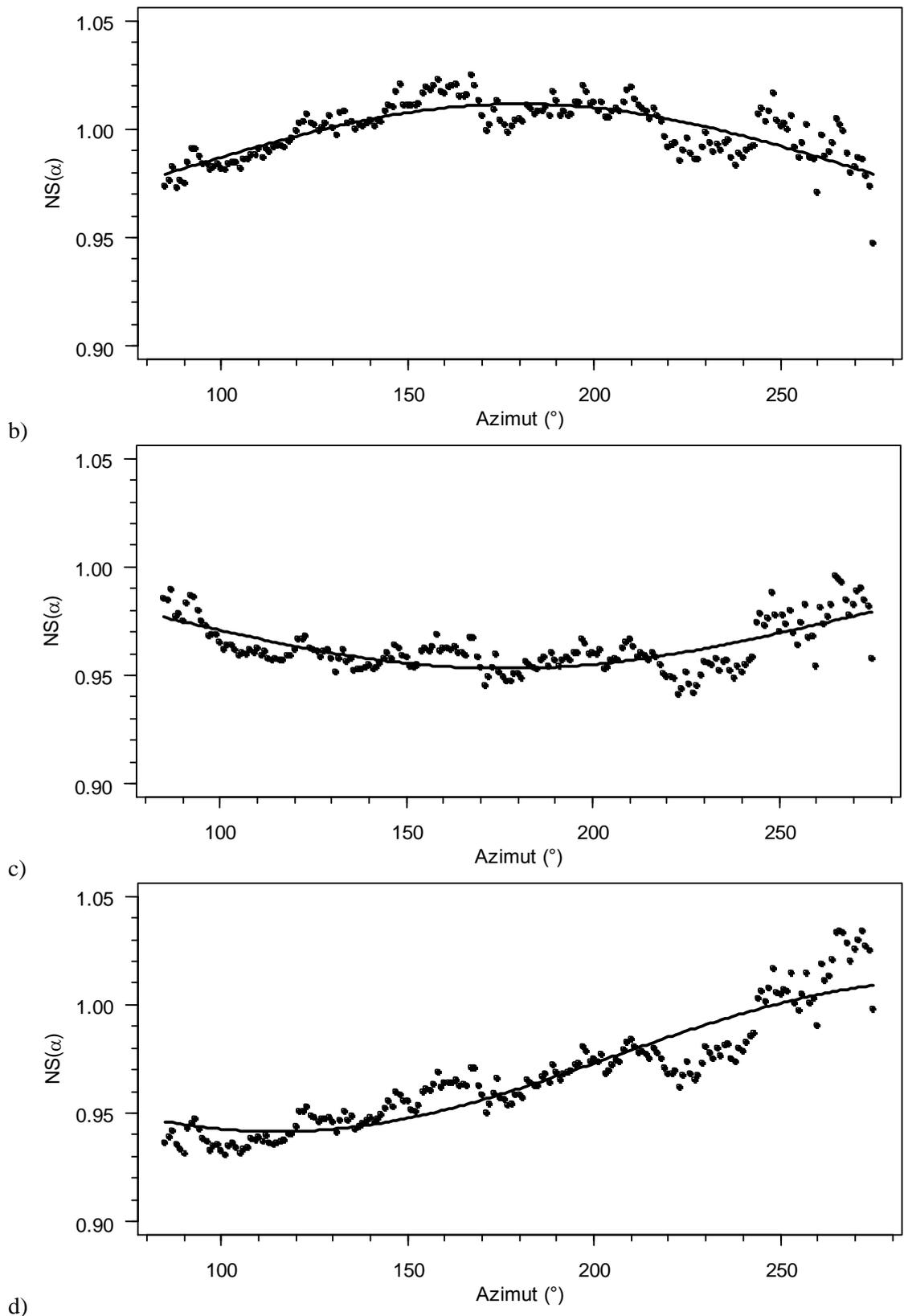
19. ábra $NS(\alpha)$ ingadozásai és az illesztett szinusz függvény az a) 2013-as budapesti mért globálsugárzás és b) 2013-as budapesti komponensekből számolt vízszintes globálsugárzás esetén

5.3.3. Ferde piranométer

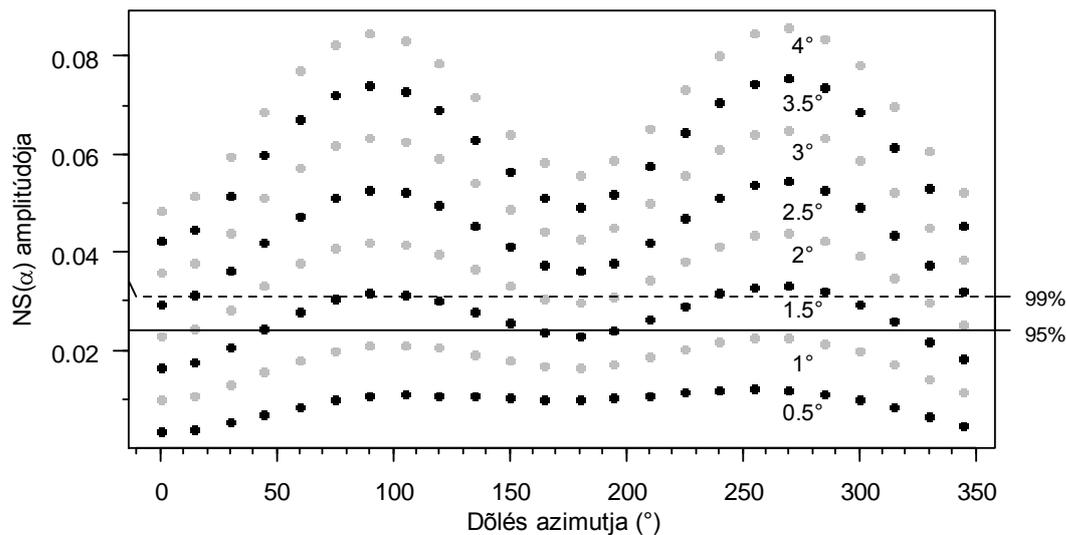
A módszer tesztelését elvégeztük különböző irányba és különböző mértékben dőlő piranométer esetén is. A ferde piranométerre eső globálsugárzást a 2013-as budapesti direkt-, diffúz- és reflexsugárzás komponensekből számoltuk a 19-21. egyenletek segítségével. A dőlésszöget 0° -tól 4° -ig változtattuk $0,5^\circ$ -onként, a dőlés azimutját pedig 0° -tól 345° -ig 15° -onként. A 20. ábra mutatja az $NS(\alpha)$ ingadozásait és az interpolált szinuszos függvényt 2° -os, különböző irányba történő kibillenések esetén.

1° -os dőlést nem sikerült kimutatni egyik irányban sem. $1,5^\circ$ -os dőlést sikerült kimutatni a K-i irány körül a 45° - 150° közötti azimut tartományban, illetve a Ny-i irány körül a 210° - 315° közötti tartományban 5% szignifikancia szinten (21. ábra). 2° -os dőlést az É-i irány kivételével minden irányban sikerült kimutatni 5% szignifikancia szinten. A dőlés irányától függetlenül sikerült kimutatni $2,5^\circ$ -os dőlést 5% szignifikancia szinten, 3° -os dőlést pedig 1% szignifikancia szinten is. Ezek az eredmények azt mutatják, hogy a módszer a K-Ny irányú kibillenésre a legérzékenyebb. Ez előre várható volt több okból is. Egyrészt minél alacsonyabban van a Nap, annál nagyobb hibát okoz a piranométer kibillenése, és a K-Ny irányok esetén rendszerint alacsony a napmagasság, ha egyáltalán eljut a Nap addig az azimutig. Másrészt a K-Ny irányú dőlés aszimmetriát okoz az $NS(\alpha)$ menetében azáltal, hogy a keleti és a nyugati irányhoz tartozó NS értéket ellenkező irányban változtatja meg (20a ábra). Ezzel szemben egy északi vagy déli kibillenés „csak” egy emelkedést vagy süllyedést okoz az $NS(\alpha)$ grafikon közepén (20b, 20c ábra), amit nehezebb kimutatni.





20. ábra $NS(\alpha)$ ingadozásai és az illesztett szinusz függvény a piranométer a) 2° -os K-re; b) 2° -os D-re; c) 2° -os É-ra és d) 2° -os ÉNy-ra billenés esetén



21. ábra NS(α) ingadozásának amplitúdója 10 perces mérések alapján különböző dőlésszögek és dőlésirányok esetén. A vízszintes egyenesek a konfidencia intervallumok felső határát mutatják. Az egyenes fölött lévő pontok jelzik, hogy melyik dőlést sikerült detektálni az adott konfidencia szinten.

5.4. A módszer általánosítása kisebb időbeli felbontású globálsugárzás adatokra

A sugárzásmérések a gyakorlatban különböző időbeli felbontásban történnek. Ha a mért adatokat 10 percnél sűrűbben rögzítjük, akkor az eddig ismertetett módszer gond nélkül átültethető a nagyobb felbontású adatokra. Ha azonban kisebb felbontású, negyedórás vagy órás adatokkal dolgozunk, akkor szükséges a módszer kiegészítése egy újabb lépéssel. 10 perces adatok esetén a mért globálsugárzást és a 10 perces intervallum közepéhez tartozó, a derült, vízszintes globálsugárzás modelljével becsült $\widehat{G}_{d,v}$ értéket hasonlítottuk össze. Tehát egy átlagértéket egy pillanatnyi értékkel. Ezt megtehetjük, mert a globálsugárzás időbeli menetét 10 perces intervallumban jó közelítéssel lineárisnak tekinthetjük. Azonban az órás átlagot nem hasonlíthatjuk össze az intervallum közepéhez becsült $\widehat{G}_{d,v}$ értékkel, mivel ilyen időtávban már nem tekinthetjük a globálsugárzás változását lineárisnak.

Olyan adatsorok esetén, ahol az egymást követő adatrögzítések között eltelt idő a 10 perc egész számú többszöröse, például egy óra, a feladatot visszavezetjük a 10 perces adatokra. A következőkben az eljárást az órás összegekre ismertetjük, de hasonlóan járhatunk el más, pl. 30 perces felbontás esetén is. A 60 perces intervallumot felosztjuk 6 darab, egymást követő intervallumra. A globálsugárzás órás összegéből ezekre az intervallumokra előállítunk egy-egy 10 perces átlagot úgy, hogy az órás összeget a 10

perces intervallumok közepéhez becsült $\widehat{G}_{d,v}$ értékek arányában osztjuk hat részre. Egy adott napon a globálsugárzás i -dik órához tartozó óras összegét jelölje

$$\{G_i^{\text{óras}}, \quad i = 1, \dots, 24\} \quad (41)$$

Az egyórás intervallumok közepét pedig jelölje

$$\{t_i, \quad i = 1, \dots, 24\} \quad (42)$$

Számoljuk ki a $t_{i,1} = t_i - 25$ perc, $t_{i,2} = t_i - 15$ perc, $t_{i,3} = t_i - 5$ perc, $t_{i,4} = t_i + 5$ perc, $t_{i,5} = t_i + 15$ perc és a $t_{i,6} = t_i + 25$ perc időpontokhoz tartozó napkoordinátákat. Ezt követően számoljuk ki a $t_{i,j}$ időpontokhoz tartozó $\widehat{G}_{d,v}^{i,j}$ értékeket a vízszintes derült globálsugárzás modell segítségével (31. egyenlet). Ha valamely időpontnál a modell negatív értéket ad, akkor $\widehat{G}_{d,v}^{i,j}$ legyen nulla. Ezeknek, mint súlyoknak a felhasználásával számoljuk ki a $G_i^{\text{óras}}$ órasösszezből a hat darab $\widehat{G}_{i,j}$ értéket a következőképpen:

$$\widehat{G}_{i,j} = G_i^{\text{óras}} \cdot \frac{\widehat{G}_{d,v}^{i,j}}{\sum_{j=1}^6 \widehat{G}_{d,v}^{i,j}} \cdot \frac{1}{600} \quad j = 1, \dots, 6 \quad (43)$$

A képletben az $1/600$ tényezőre azért van szükség, hogy $\widehat{G}_{i,j}$ értékét Wm^{-2} mértékegységben kapjuk meg, feltéve, hogy az órasösszeg mértékegysége $\text{Jm}^{-2}\text{h}^{-1}$. Ezekre a $\widehat{G}_{i,j}$ értékekre már alkalmazhatjuk a 3.2 alfejezetben ismertetett eljárást és kiszámolhatjuk az $\text{NS}(\alpha)$ ingadozás amplitúdóját.

Ha nem teljesül az a feltétel, hogy az egymást követő adatrögzítések között eltelt idő többszöröse a 10 percnél, akkor a feladatot nem a 10 perces átlagokra, hanem például az 1 perces átlagokra vezetjük vissza. A 41–43. egyenletek ekkor a következőképpen módosulnak. Tekintsünk p perces globálsugárzás összegeket és egy adott napon az i -dik p perces összeget jelölje

$$\{G_i^{p \text{ perces}}, \quad i = 1, \dots, \frac{1440}{p}\} \quad (44)$$

A p perces intervallumok végét (rendszerint ez az adatrögzítés időpontja) jelölje

$$\{t_i^{p \text{ perces}}, \quad i = 1, \dots, \frac{1440}{p}\} \quad (45)$$

Számoljuk ki a

$$t_{i,j}^{p \text{ perces}} = t_i^{p \text{ perces}} - (p - j) \quad i \in \{1, \dots, \frac{1440}{p}\} \text{ és } j \in \{1, \dots, p\} \quad (46)$$

időpontokhoz tartozó napkoordinátákat. Ezt követően számoljuk ki a $t_{i,j}^{p \text{ perces}}$ időpontokhoz tartozó $\widehat{G}_{d,v}^{i,j}$ értékeket a vízszintes derült globálsugárzás modell segítségével (31. egyenlet). Ha valamely időpontnál a modell negatív értéket ad, akkor $\widehat{G}_{d,v}^{i,j}$ legyen nulla. Ezeknek, mint súlyoknak a felhasználásával számoljuk ki a $G_i^{p \text{ perces}}$ összegből a p darab $\widehat{G}_{i,j}^{1 \text{ perces}}$ átlagot a következőképpen:

$$\widehat{G}_{i,j}^{1 \text{ perces}} = G_i^{p \text{ perces}} \cdot \frac{\widehat{G}_{d,v}^{i,j}}{\sum_{j=1}^p \widehat{G}_{d,v}^{i,j}} \cdot \frac{1}{60} \quad j = 1, \dots, p \quad (47)$$

A képletben az 1/60 tényezőre azért van szükség, hogy $\widehat{G}_{i,j}^{1 \text{ perces}}$ átlagot Wm^{-2} mértékegységben kapjuk meg, feltéve, hogy az órásösszeg mértékegysége $\text{Jm}^{-2}(\text{p perc})^{-1}$. Ezekre a $\widehat{G}_{i,j}^{1 \text{ perces}}$ értékekre már alkalmazhatjuk a 3.2 alfejezetben ismertetett eljárást és kiszámolhatjuk az $\text{NS}(\alpha)$ ingadozás amplitúdóját.

5.5. A módszer tesztelése órás adatok alapján

5.5.1. Konfidencia intervallum

A normáláshoz (36. egyenlet) felhasznált vízszintes, derült globálsugárzás modelljét most is a szegedi 10 perces felbontású adatokból készítettük. A konfidencia intervallumot a 2011-es és 2012 budapesti órásösszegekből számolt $\widehat{G}_{i,j}$ adatok vizsgálatával határoztuk meg. Mindkét év adatsorát összehasonlítottuk a 2011-es, 2012-es és a 2013-as szegedi adatokból készített vízszintes, derült globálsugárzás modellel, így ismét hat amplitúdót kaptunk. Ezek értéke 0,0179, 0,0160 és 0,0159 a 2011-es budapesti adatok, illetve 0,0249, 0,0222 és 0,0223 a 2012-es budapesti adatok alapján. Mivel a

Shapiro-Wilk teszt alapján ezek eloszlását is normálisnak tekinthetjük ($\sigma=0,28$), ezért elkészítettük a 41. egyenlet alapján a jobboldali konfidencia intervallumot. Ennek felső határa 0,028 illetve 0,034 lett a 95%-os illetve 0,99%-os konfidenciaszinten. Ezek az értékek valamivel nagyobbak a 10 perces adatok alapján meghatározott értékeknél.

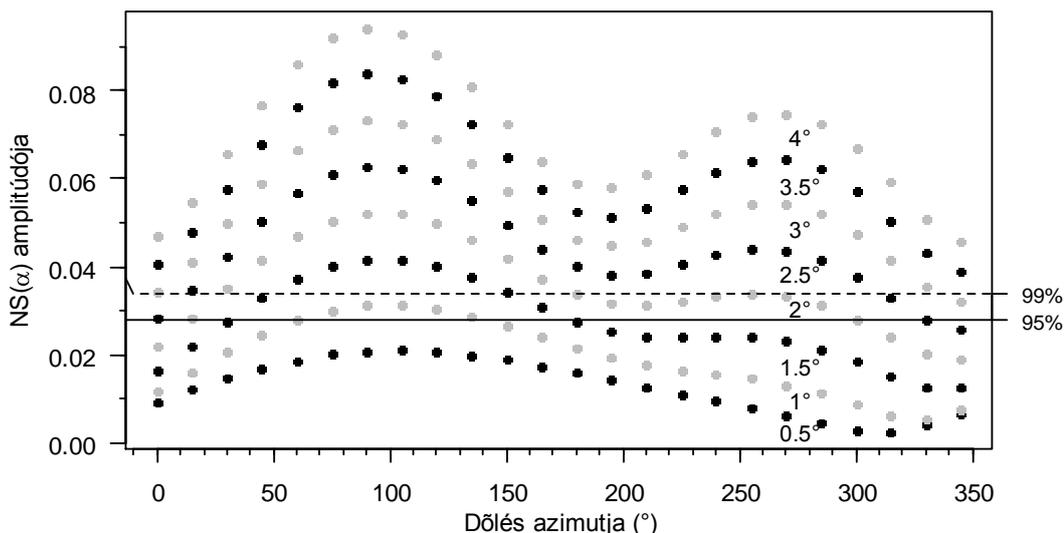
5.5.2. Vízszintes piranométer

A vízszintes eset tesztelését a 2013-as budapesti mért és a direkt, diffúz, reflex komponensekből számított órás összegek alapján végeztük el. A normálashoz felhasznált vízszintes, derült globálsugárzás modelljét most is a 2013-as szegedi 10 perces felbontású adatokból készítettük. $NS(\alpha)$ ingadozásának amplitúdója a mért globálsugárzással számolva 0,013, a komponensekből összerakott globálsugárzással számolva pedig 0,011 volt. Mindkét érték a konfidencia intervallumba esik, tehát a vízszintes esetet helyesen vízszintesnek találta a módszer.

5.5.3. Ferde piranométer

A 10 perces adatokhoz hasonlóan itt is 0° -tól 4° -ig $0,5^\circ$ -onként változtattuk a dőlésszöget, a dőlés azimutját pedig 0° -tól 345° -ig 15° -onként. A 22. ábrán jól látható, hogy a keleti irányú dőlést jóval kisebb dőlésszög esetén sikerült kimutatni, mint a nyugati irányút. Ennek oka, hogy a vízszintes eset is mutat némi aszimmetriát, ami a keleti dőlésre emlékeztet. De ez az aszimmetria olyan kismértékű, hogy nem okozott gondot a vízszintes eset helyes osztályozásában. 95%-os konfidencia szinten 2° -os dőlést sikerült kimutatni 15° és 300° közötti dőlés azimut esetén, 3° -os dőlést pedig minden irányban. 99%-os konfidencia szinten 3° -os dőlés volt kimutatható 0° és 345° közötti dőlés azimut esetén, $3,5^\circ$ -os dőlés pedig minden irányban.

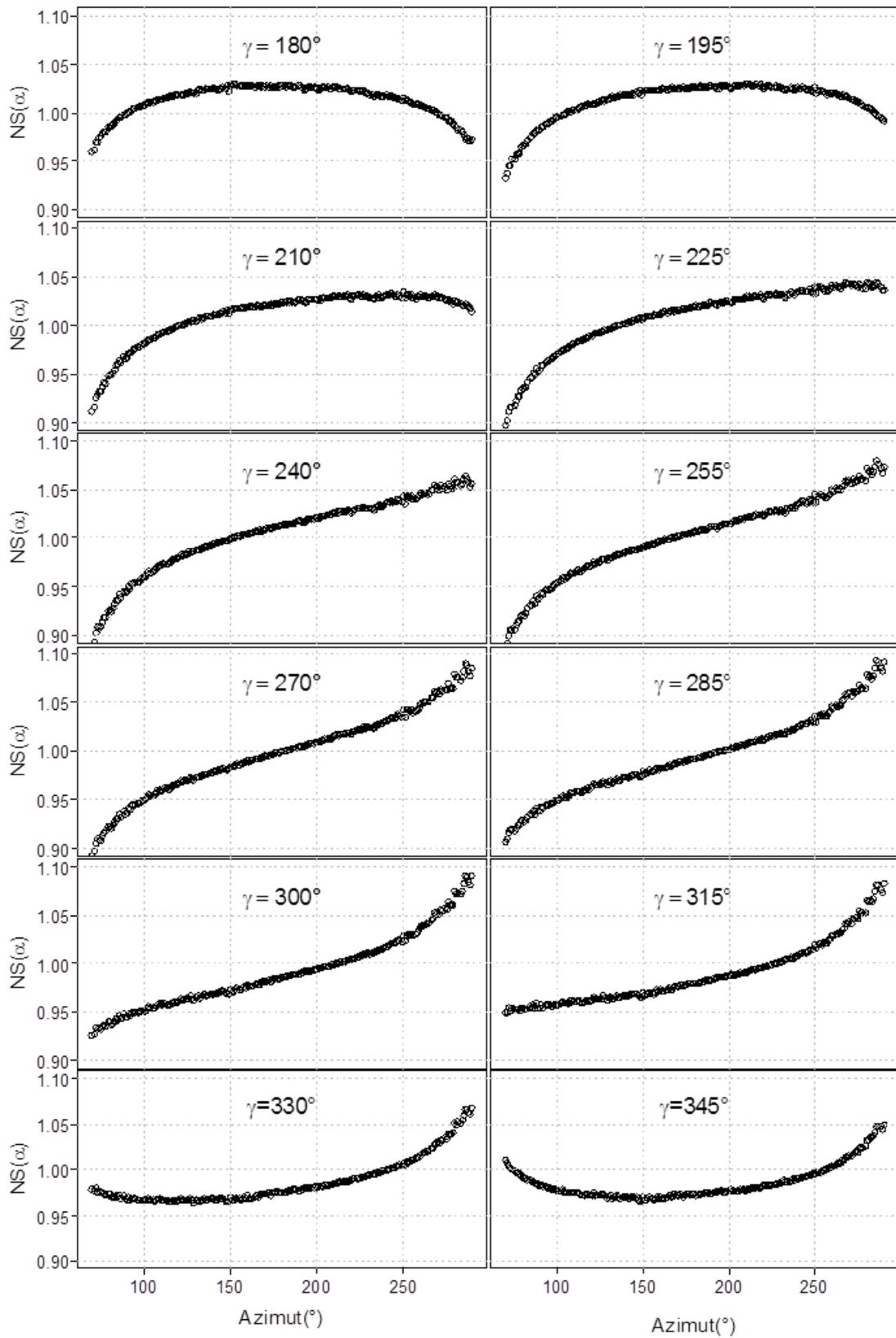
Összességében elmondhatjuk, hogy órás összegek esetén ugyan kisebb a módszer érzékenysége, de egy 2 - 3° -os dőlés jó eséllyel az órás összegből is kimutatható.



22. ábra $NS(\alpha)$ ingadozásának amplitúdója egy órás felbontású globálsugárzás adatok alapján különböző dőlésszögek és dőlésirányok esetén. A vízszintes egyenesek a konfidencia intervallumok felső határát mutatják. Az egyenes fölött lévő pontok jelzik, hogy melyik dőlést sikerült detektálni az adott konfidencia szinten.

5.6. A dőlés hatása $NS(\alpha)$ menetére

Az eddigiekben az $NS(\alpha)$ menetében a szinuszos változást kerestük. Ha a piranométer ferde és α egyenlő a dőlés azimutjával, akkor $NS(\alpha)$ értéke megnő, $NS(\alpha \pm 180^\circ)$ értéke pedig lecsökken. $NS(\alpha)$ menete azonban teljesen vízszintes piranométer esetén sem konstans, hanem megjelenik egy kismértékű, véletlenszerű fluktuáció a légköri extinkció véletlenszerű változása miatt. Hogy maga a dőlés milyen függvény szerint változtatja meg $NS(\alpha)$ menetét, azt úgy tudjuk megvizsgálni, hogy a 36. egyenlet nevezőjében $SG_v(\alpha)$ -t nem a szegedi adatokból becsült modell alapján számoljuk, hanem ugyanabban az évben és ugyanazon a helyen mért direkt-, diffúz- és reflexsugárzás adatokból, amelyekből a számlálóban szereplő $SG_m(\alpha)$ -t is számoltuk. Ennek megfelelően a 2013-as budapesti adatok alapján elkészítettük az $NS(\alpha)$ grafikonokat 2° -os dőlésszög esetére, a dőlés azimutját 0° -tól 165° -ig 15° -onként változtatva. Amint az a 23. ábrán látható, a dőlés hatására $NS(\alpha)$ menete nem pont szinuszosan változik. É-D irányú dőlés esetén inkább parabola jellegű, K-Ny irányú dőlés esetén inkább arkusz szinusz jellegű, a közbülső esetekben pedig ezek kombinációja. Ami mindenképpen látható, az É-D irányú dőlés elsősorban a függvény görbületét, a K-Ny irányú dőlés pedig elsősorban a függvény meredekségét változtatja meg.



23. ábra 2°-os dőlés hatása NS(α) értékeire különböző dőlésirányok esetén. A dőlésirány D-ről ($\gamma=180^\circ$) Ny felé változik 15°-onként.

Ebből adódik a dőlés detektálására egy másik lehetőség: $NS(\alpha)$ meredeksége és görbülete alapján próbáljuk meg elkülöníteni a ferde helyzeteket a vízszintestől. $NS(\alpha)$ meredekségét lineáris regresszióval, a görbületét pedig másodfokú polinomiális regresszióval keressük:

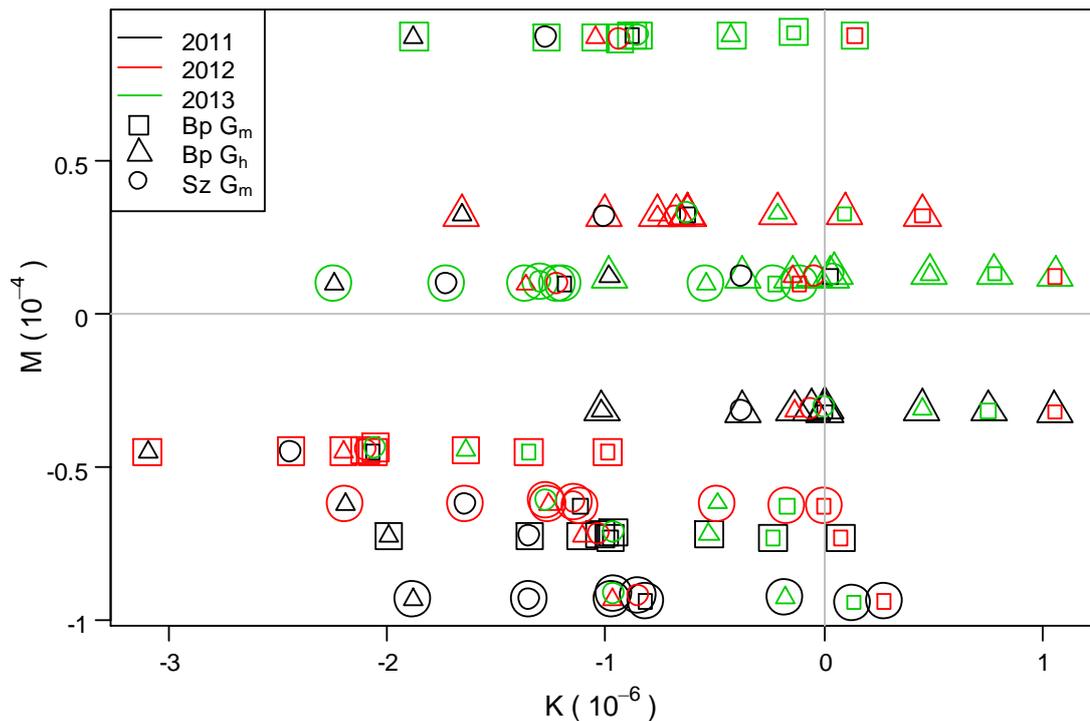
$$NS(\alpha) = \beta_0 + \beta_1 \alpha \quad (48)$$

illetve

$$NS(\alpha) = \beta_0^* + \beta_1^* \alpha + \beta_2^* \alpha^2 \quad (49)$$

ahol β_1 -gyel jellemezzük a függvény meredekségét és a továbbiakban M -mel jelöljük ($M=\beta_1$), β_2^* -gal pedig a függvény görbületét vagy konvexitását és ezt a továbbiakban K -val jelöljük ($K=\beta_2^*$). Ha a piranométer vízszintes, akkor M és K értéke is közelítőleg nulla. Azért, hogy az $NS(\alpha)$ menetét befolyásoló hatásokat szemléltetni tudjuk, a vízszintes adatsorok összes lehetséges párosításával kiszámítottuk M és K értékét. Azaz a három budapesti G_m , a három budapesti G_H és a három szegedi G_m adatsort egyaránt megvizsgáltuk úgy, hogy a normáláshoz szükséges $\hat{G}_{d,v}$ értékeket rendre a három budapesti G_m , a három budapesti G_H és a három szegedi G_m adatsor alapján állítottuk elő. Így összesen 81 (M, K) értékpárt kaptunk.

Ha a 24. ábrán azt a kilenc pontot tekintjük, amikor a vizsgált adatsort saját magával hasonlítjuk össze, azaz a normáláshoz felhasznált $\hat{G}_{d,v}$ modellt ugyanabból az adatsorból állítjuk elő, amelyiket éppen vizsgálunk, akkor látható, hogy a nullához legközelebbi meredekséget és görbületet a direkt, diffúz komponensekből számított G_h adatsorok esetén kaptuk. Ez is igazolja azt a korábról már ismert tényt, hogy a közvetlenül, egy darab piranométer segítségével mért globálsugárzásnál megbízhatóbb a direkt és diffúz komponensekből számított globálsugárzás érték (Ohmura et al. 1998, Dutton és Long 2012).



24. ábra $NS(\alpha)$ görbülete (K) és meredeksége (M) a vízszintes adatok összes lehetséges párosítása esetén. A külső szimbólum mutatja, hogy melyik a vizsgált adatsor, a belső szimbólum mutatja hogy melyik adatsor alapján készült a $\hat{G}_{d,v}$ modell.

A 24. ábrán az is jól látható, hogy egy adott G_m vagy G_H adatsorhoz tartozó (M , K) értékpárok nagyjából egy sorba rendeződnek. Vagyis a meredekség értéke nem, vagy csak igen kis mértékben függ attól, hogy melyik másik vízszintes adatsort használtuk fel a $\hat{G}_{d,v}$ modellhez. A meredekséget elsősorban az határozza meg, hogy melyik adatsort vizsgáljuk. Vagyis ha egy adott vízszintes adatsort saját magával hasonlítunk össze, akkor is megkapjuk a meredekség közelítő értékét. Mivel a meredekség a K -Ny irányú dőlésre érzékeny, ezért az ilyen irányú kibillenést akkor is ellenőrizhetjük, ha nem áll rendelkezésünkre másik adatsor.

5.7. Miért tűnik kissé ferdének a vízszintes adatsor?

A 24. ábrán jól látható, hogy amíg a vízszintes adatsorokhoz tartozó meredekségek a nulla körül nagyjából szimmetrikusan oszlanak el (9 adatsorból 4-szer pozitív, 5-ször negatív), addig a görbület értékek jellemzően negatívak. A 81 esetből 16-szor pozitív és 65-ször negatív, ráadásul a negatív görbületek abszolút értéke meghaladja a pozitív görbületeket. Ha pedig csak azt a 9 görbületet nézzük, amikor a vizsgált adatsor és a derült,

vízszintes modell kiszámításához felhasznált adatsor megegyezik, akkor még feltűnőbb ez az aránytalanság: 8-szor kaptunk negatív és csak egyszer pozitív görbületet. Ezt a jelenséget nem az okozza, hogy a vízszintesnek tekintett eszközök sem voltak pontosan kivízszintezve, hanem a magyarázat az $NS(\alpha)$ definíciójában keresendő. $NS(\alpha)$ számlálójában és nevezőjében is (36. egyenlet) az α azimuthoz tartozó, derült globálsugárzás éves összege szerepel: $SG_m(\alpha)$ ill. $SG_v(\alpha)$ (33. és 35. egyenlet). Az eltérés abban van, hogy hogyan becsüljük ezt a derült globálsugárzást. A számlálóban összegzésre kerülő $G_{m,d}^{ip}$ értékek becslésében a különböző napokról az ugyanolyan azimuthoz tartozó globálsugárzás értékek vesznek részt. A nevezőben összegzésre kerülő $G_{d,v}^{ip}$ értékek becslésében pedig a különböző napokról az ugyanolyan napmagassághoz tartozó értékek vesznek részt. Egy adott azimuthoz minden nap csak egy globálsugárzás érték tartozik, viszont egy adott napmagassághoz minden nap két érték, egy délelőtről és egy délutánról. Ez utóbbiak a deleléshez képest szimmetrikusan elhelyezkedő azimuthoz tartoznak. Ideális esetben, teljesen derült égbolt és abszolút tiszta légkör esetén, ez a két érték egyenlő lenne. A valóságban azonban még derült égbolt esetén is mérhetünk közöttük különbséget. A két érték közül a nagyobbik dominál az adott napmagassághoz tartozó derült globálsugárzás becslésében, de mindkettő külön-külön részt vesz az adott azimuthoz tartozó globálsugárzás becslésében. A nevezőben szereplő $SG_v(\alpha)$ tehát szimmetrikus a delelésre:

$$SG_v(180^\circ - \Delta\alpha) = SG_v(180^\circ + \Delta\alpha) \quad (50)$$

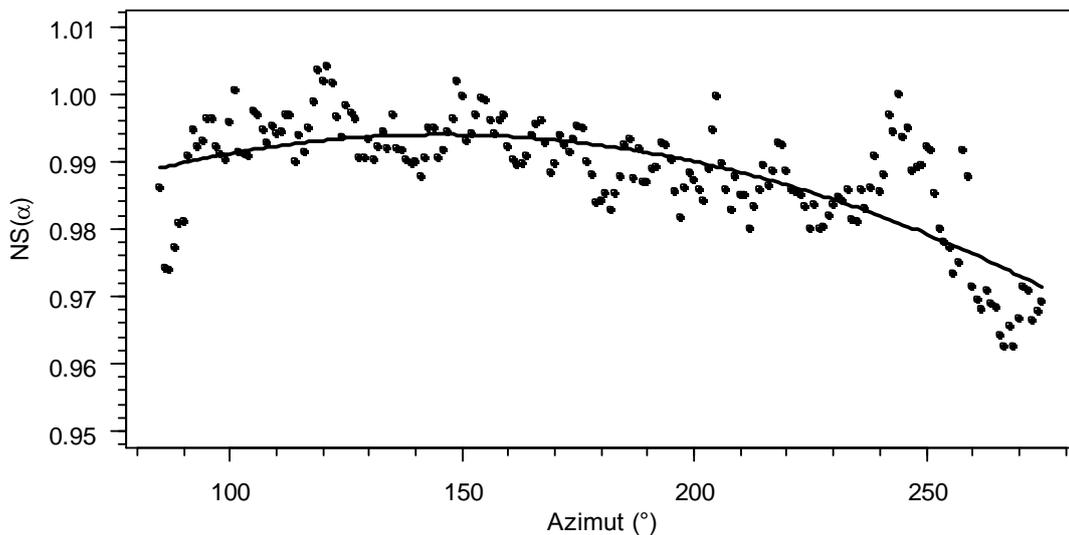
továbbá a számlálóban szereplő $SG_m(180^\circ - \Delta\alpha)$ és $SG_m(180^\circ + \Delta\alpha)$ közül a nagyobbikhoz áll közelebb:

$$SG_v(180^\circ - \Delta\alpha) \approx \max(SG_m(180^\circ - \Delta\alpha), SG_m(180^\circ + \Delta\alpha)) \quad (51)$$

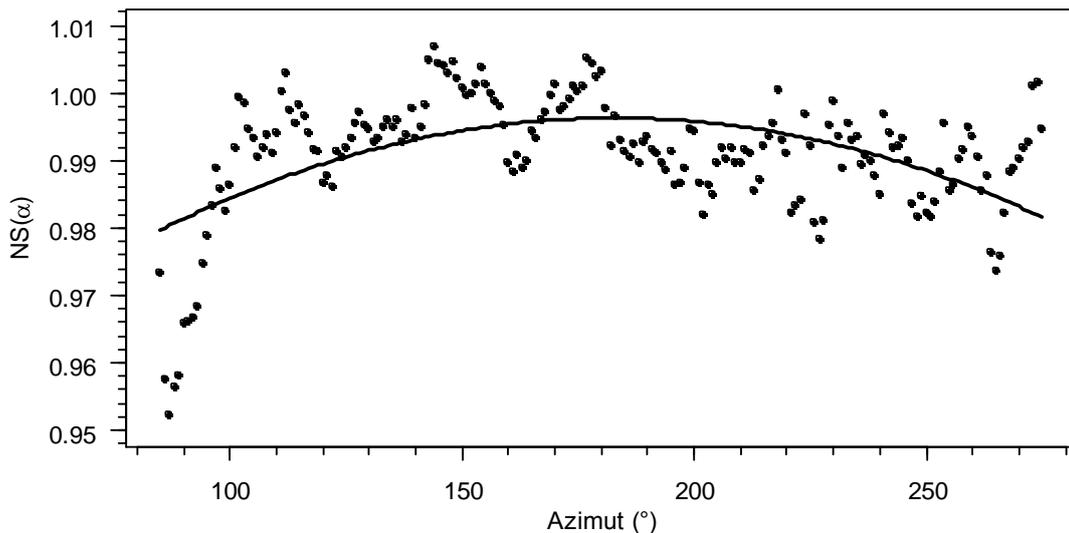
Ha $\Delta\alpha$ kicsi, tehát a delelés körüli azimutokat vizsgálunk, akkor ez a délelőtt-délután közötti különbség eltűnik:

$$\lim_{\Delta\alpha \rightarrow 0} (SG_m(180^\circ + \Delta\alpha) - SG_m(180^\circ - \Delta\alpha)) = 0 \quad (52)$$

Minél nagyobb $\Delta\alpha$, annál nagyobb az esélye, hogy $SG_m(180^\circ-\Delta\alpha)$ és $SG_m(180^\circ+\Delta\alpha)$ eltér egymástól, és ezáltal $NS(180^\circ-\Delta\alpha)$ és $NS(180^\circ+\Delta\alpha)$ is különbözni fog. $NS(180^\circ-\Delta\alpha)$ és $NS(180^\circ+\Delta\alpha)$ közül az egyik 1 körüli érték lesz, a másik pedig ennél kisebb. Ha tehát megjelenik egy kis délelőtt-délutáni különbség, akkor a délutáni többlet az $NS(\alpha)$ menetét a grafikon bal oldalán a kis azimutoknál, a délelőtti többlet pedig a jobb oldalon a nagy azimutoknál lefelé görbíti. Mindkét eset konkáv irányba alakítja $NS(\alpha)$ menetét, ami negatív görbületet eredményez. A 2011-es szegedi adatsor a délelőtti többletre (25. ábra), a 2013-as szegedi adatsor pedig a délutáni többletre (26. ábra) mutat példát. Ennek megfelelően a 2011-es szegedihez negatív meredekség, a 2013-aséhoz pedig pozitív meredekség tartozik. A 2013-as budapesti G_h az egyetlen eset, amikor vízszintes adatsornál pozitív görbületet kaptunk, de ez is kisebb a másik nyolc görbület abszolút értékénél.



25. ábra $NS(\alpha)$ menete, amikor vizsgált adatsor és a $\widehat{G}_{d,v}$ modell tanuló halmaza egyaránt a 2011-es szegedi G_m adatsor



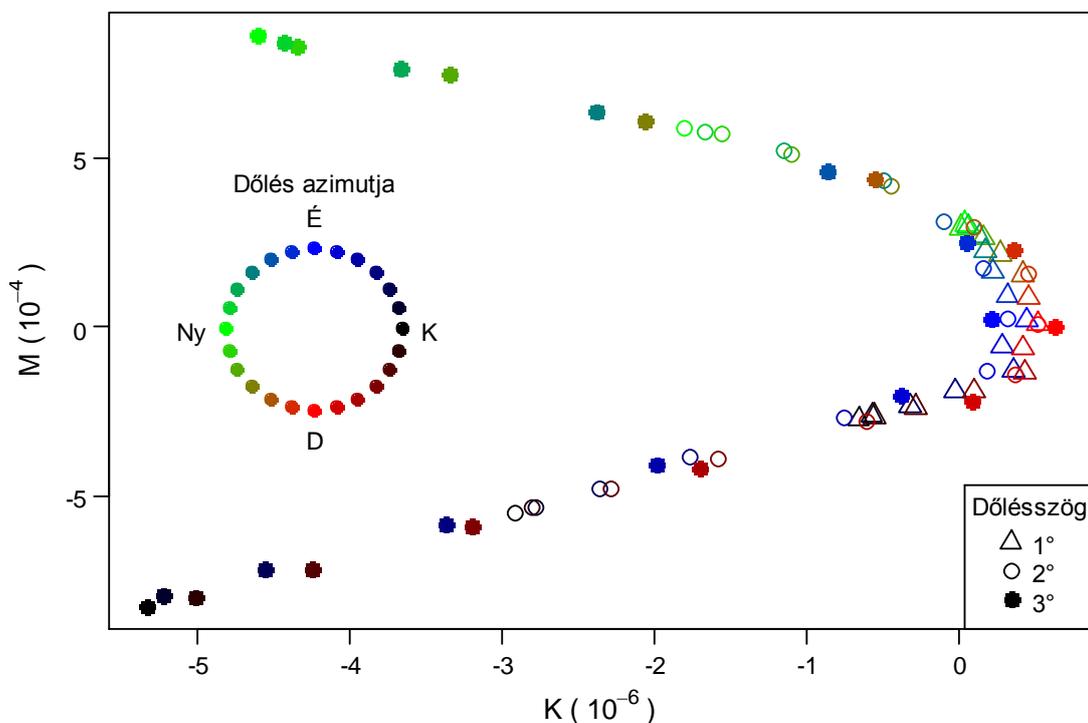
26. ábra $NS(\alpha)$ menete, amikor vizsgált adatsor és a $\widehat{G}_{d,v}$ modell tanuló halmaza egyaránt a 2013-as szegedi G_m adatsor

5.8. Dőlés detektálása a meredekség alapján

Ha a ferde adatsorok esetén is előállítjuk az $NS(\alpha)$ függvényeket úgy, hogy a vizsgált adatsort saját magát használjuk fel a normaláláshoz szükséges $\widehat{G}_{d,v}$ előállításához, akkor azt tapasztaljuk, hogy nem csak a meredekségben, hanem a görbületben is a K-Ny irányú kibillenés okoz komolyabb változást (27. ábra).

Egy pontosan délre dőlő piranométer esetén a $\widehat{G}_{d,v}$ burkoló minden napra a delelés környéki napmagasságnál a megnövekedett globálsugárzást „tanulja meg”, a kisebb napmagasságoknál pedig ez a dőlés miatti növekmény egyre kisebb lesz. A számlálóban az azimut függvényében becsüljük a derült globálsugárzást, de mivel pont délre dől a piranométer, ezért a 180° körüli azimutoknál ugyanazt a megnövekedett értéket kapjuk, mint a $\widehat{G}_{d,v}$ modellben, továbbá az azonos napmagassághoz tartozó mindkét azimutnál ($180^\circ - \Delta\alpha$ és $180^\circ + \Delta\alpha$) ugyanolyan arányú a növekedés, mint a $\widehat{G}_{d,v}$ modellben. Így a délre dőlés a hányadosukban, $NS(\alpha)$ menetében nem okoz számottevő változást. Hasonló a helyzet északra dőlés esetén is. Ha viszont K-re dől a piranométer, akkor a napmagasság függvényeként előállított $\widehat{G}_{d,v}$ modell a délelőtti, nagyobb globálsugárzás értékeket „tanulja meg”. Tehát normaláláskor a 90° és 180° közötti azimutoknál $NS(\alpha)$ értéke közelítőleg 1 lesz, míg a 180° és a 270° közötti tartományban $NS(\alpha)$ értéke 1-nél kisebb lesz, mivel a megnövekedett értékkel osztjuk a lecsökkent értékeket. Ennek eredményeként $NS(\alpha)$ görbülete negatív lesz. Hasonló a helyzet, ha Ny-ra dől a piranométer, csak akkor

$NS(\alpha)$ értéke a déli és a nyugati irány között lesz kb. 1, és lecsökken a keleti és a déli irány között. De a meredekség ekkor is negatív lesz. Tehát a vizsgált adatsor saját magával történő összehasonlítása, azaz saját magának a felhasználása a $\hat{G}_{d,v}$ előállításához alkalmas a K-Ny irányú, de nem alkalmas az É-D irányú dőlés kimutatására.



27. ábra $NS(\alpha)$ görbülete (K) és meredeksége (M) néhány 2013-as ferde adatsor esetén. A $\hat{G}_{d,v}$ modell mindig az éppen vizsgált ferde adatsor alapján készült.

Tekintsük a 2011, 2012 budapesti és a 2011, 2012, 2013 szegedi G_m adatsorokat. Mindegyikhez számoljuk ki az M_v meredekség értékét úgy, hogy a $\hat{G}_{d,v}$ értékét mindig az éppen vizsgált adatsor alapján számítjuk:

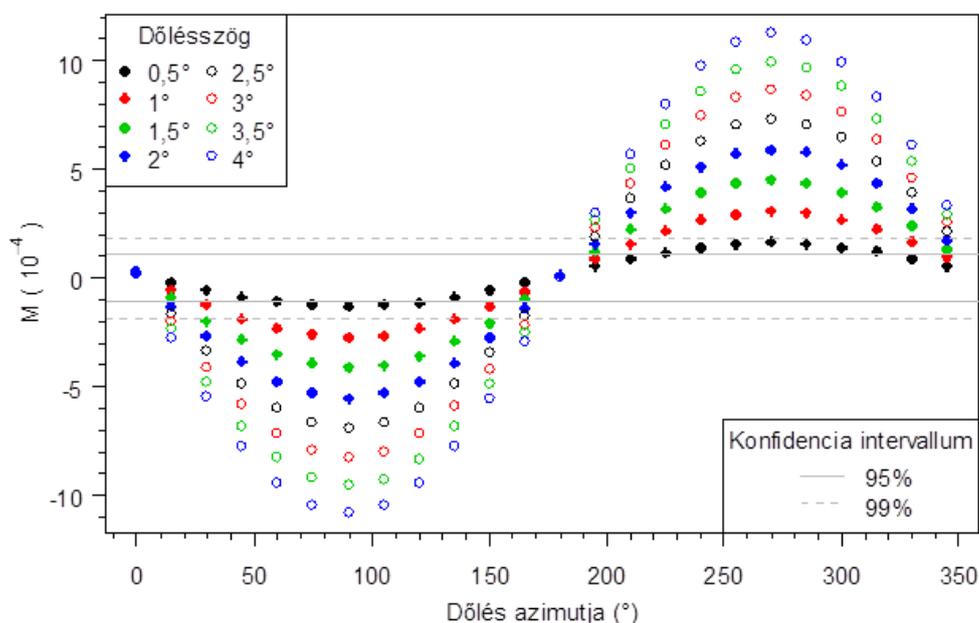
$$\{M_{v,i}; i=1,\dots,5\} \tag{53}$$

Az így kapott 5 meredekségből álló minta normális eloszlást mutat (sig =0,56, Shapiro-Wilk teszt), ezért készíthetünk egy konfidencia intervallumot az amplitúdónál már ismertett eljáráshoz hasonlóan annyi különbséggel, hogy most kétoldali konfidencia intervallummal dolgozunk, illetve ismerjük a meredekség várható értékét. A mintából becsült várható érték: $\overline{M}_v = -0,000052$. A konfidencia intervallum felállításánál azonban ezt tekintjük egzaktul 0-nak, mivel ideális esetben vízszintes adatsornál 0 meredekséget

várunk. Tehát a vízszintes esetekhez tartozó meredekségnek ismerjük a várható értékét, a szórását pedig a mintából becsüljük. Így a konfidencia intervallum felső határát jelölő TM_p -t a következő összefüggéssel számíthatjuk (Geisser és Seymour, 1993):

$$TM_p = \sigma_{M_v} \cdot t_{\frac{p+1}{2}, n-1} \quad (54)$$

p jelöli a konfidenciaszintet, σ_{M_v} az M_v meredekségek szórása, n a minta elemszáma (jelen esetben $n=5$), $t_{\frac{p+1}{2}, n-1}$ pedig az $n-1$ szabadságfokú t-eloszlás eloszlásfüggvénye inverzének $\frac{p+1}{2}$ helyen felvett értéke. Egy ismeretlen adatsort vízszintesnek tekintünk, ha a belőle számított M esetén $M \in (-TM_p; TM_p)$. A vizsgált minta alapján a konfidencia intervallumok határa: $TM_{0,95}=0,00011$, illetve $TM_{0,99}=0,00018$. A tesztelést a 2013-as budapesti adatsorokkal végeztük. A G_m adatsor alapján számolt meredekség $9,2 \cdot 10^{-5}$, a G_h adatsor alapján számolt pedig $1,3 \cdot 10^{-5}$. Mindkét érték belül van a 95% konfidencia intervallumon, tehát helyesen értékelte őket az eljárás vízszintesnek. A ferde esetekhez tartozó meredekség, illetve az egyes dölések detektálhatóságát mutatja a 28. ábra.



28. ábra $NS(\alpha)$ meredeksége, amikor a $\hat{G}_{d,v}$ modellt is a vizsgált adatsorból állítottuk elő. A vízszintes egyenesek a konfidencia intervallumok határát mutatják. A konfidencia intervallumokon kívül eső pontok jelzik, hogy mely dölést sikerült detektálni az adott konfidencia szinten.

95%-os konfidenciaszinten 0,5°-os dőlést sikerült kimutatni a [60°, 120]°, ill. a [225°, 315]°, 1°-os dőlést pedig a [30°, 150]°, ill. a [210°, 330]° dőlés azimut tartományban. 99%-os konfidenciaszint mellett 0,5°-os dőlést nem sikerült kimutatni. 1°-os dőlést a [45°, 135]°, ill. a [225°, 315]°, 1,5°-os dőlést pedig a [30°, 150]°, ill. a [210°, 330]° tartományban sikerült kimutatni. A módszernek ez a változata a napi aszimmetriát vizsgálja, ezért érzékeny a K-Ny dőlésre, de nem detektálható vele az É-D irányú dőlés, ami a szimmetria megbontása nélkül növeli vagy csökkenti a mért globálsugárzás értékét.

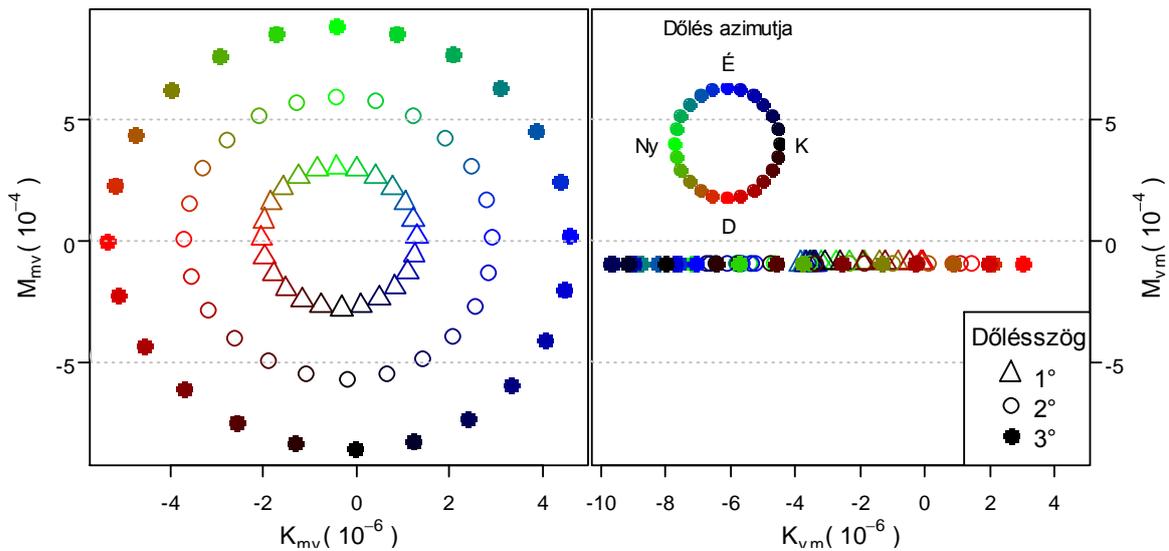
5.9. Dőlés detektálása a görbületkülönbség alapján

További hasznos információt nyerhetünk, ha egy vízszintes adatsort hasonlítunk össze egy ferde adatsor alapján elkészített $\widehat{G}_{d,v}$ modellel. Ha egy délre dőlő adatsor alapján készítjük el a $\widehat{G}_{d,v}$ modellt, akkor az a deleléshez közeli napmagasságoknál egy megnövelt értéket „tanul meg”, és ha ezzel normáljuk a vízszintes adatsorból számított SG_m -et, akkor 180° körüli azimutnál $NS(\alpha)$ értéke lecsökken, és egy pozitív görbület jelenik meg, ami az É-ra dőlésre jellemző. Vagyis ha egy délre dőlő adatsort hasonlítunk össze egy vízszintes adatsorból készült $\widehat{G}_{d,v}$ modellel, akkor negatív görbületet kapunk, ha viszont felcseréljük az adatsorok szerepét, és a vízszintes adatsort hasonlítjuk össze a délre dőlő adatsor alapján előállított $\widehat{G}_{d,v}$ modellel, akkor pedig pozitív görbületet. Ellenkező előjelű görbületeket kapunk, ha a délre dőlő adatsor helyett északra dőlő adatsorral dolgozunk. Ebből következik, hogy a módszer É-D irányú dőlésre vonatkozó érzékenységét növelhetjük, ha nem csak egyszerűen összehasonlítjuk a vizsgált adatsort egy vízszintes adatsorral, hanem fordított szereposztással is kiszámítjuk $NS(\alpha)$ görbületét és ennek a két görbületnek a különbségét tekintjük. Legyen G_m a vizsgált piranométer által mért globálsugárzás adatsor, G_v pedig egy megbízható, vízszintes globálsugárzás adatsor. $NS(\alpha)$ -t jelöljük $NS_{mv}(\alpha)$ -val, ha G_m -et hasonlítjuk össze a G_v alapján készült $\widehat{G}_{d,v}$ modellel. Hasonlóan, $NS(\alpha)$ -t jelöljük $NS_{vm}(\alpha)$ -val, ha G_v -t hasonlítjuk össze a G_m alapján készült $\widehat{G}_{d,v}$ modellel. $NS_{mv}(\alpha)$ és $NS_{vm}(\alpha)$ görbületének az abszolút értékét jelölje ΔK :

$$\Delta K = |K_{mv} - K_{vm}| \quad (55)$$

ahol K_{mv} ill. K_{vm} jelöli az $NS_{mv}(\alpha)$ ill az $NS_{vm}(\alpha)$ görbületét.

Ha G_m szerepét valamelyik ferde adatsor tölti be, akkor a K_{mv} görbület ill. az M_{mv} meredekség a korábban leírtak szerint alakul (28. ábra). A görbületet a D-re dőlés negatív irányba, az É-ra dőlés pozitív irányba, míg a meredekséget a K-re dőlés negatív irányba, a Ny-ra dőlés pedig pozitív irányba változtatja. Az M_{vm} meredekségre gyakorlatilag nincs hatással a dőlés iránya és nagysága, a K_{vm} görbületet azonban a K_{mv} -vel ellentétes irányba változtatja. (29. ábra)



29. ábra K_{mv} , M_{mv} , K_{vm} és M_{vm} értékek néhány 2013-as ferde adatsor esetén. A vízszintes adatsor szerepét a 2011-es szegedi adatsor tölti be.

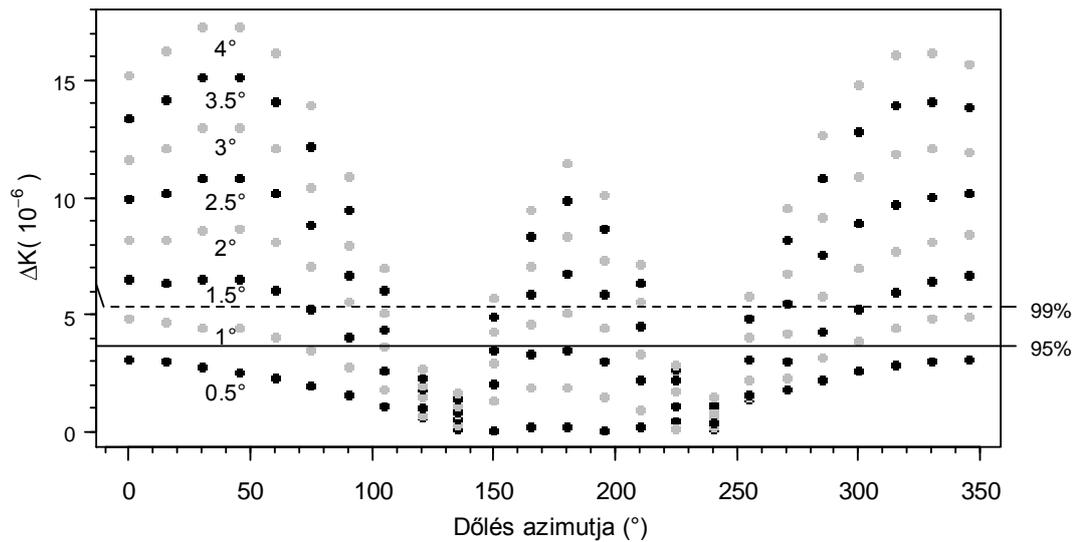
Vagyis minél nagyobb a piranométer dőlésszöge, annál nagyobb lesz a ΔK görbületkülönbség. A ΔK mennyiséget az amplitúdóhoz hasonlóan felhasználhatjuk az adatsorok osztályozására. Egy ismeretlen adatsort ferdeként tekintünk, ha egy vízszintes adatsorral összehasonlítva a ΔK nagyobb, mint egy küszöbérték. Ezt a küszöbértékét a következő módon határoztuk meg. A G_m adatsor szerepét először a 2011-es budapesti mért globálsugárzás töltötte be, G_v szerepét pedig rendre a 2011-es, 2012-es és 2013-as szegedi adatsorok. Ezt követően a 2012-es budapesti mért globálsugárzás volt a G_m , és ezt is összehasonlítottuk rendre a 2011-es, 2012-es és 2013-as szegedi adatsorral. Így összesen 6 darab ΔK_v értéket kaptunk.

$$\{\Delta K_{v,i} \quad i=1,\dots,6\} \tag{56}$$

Ez a 6 elemű minta a Shapiro-Wilk teszt szerint normális eloszlást követ (sig = 0,24), ezért a t-statisztika alapján egyoldali (jobboldali) konfidencia intervallumot készítettünk. Ennek a konfidencia intervallumnak a felső határát $T_{\Delta K,p}$ -vel jelöljük, és ezt tekintjük a ΔK görbületkülönbség vízszintes esetekhez tartozó küszöbértékének.

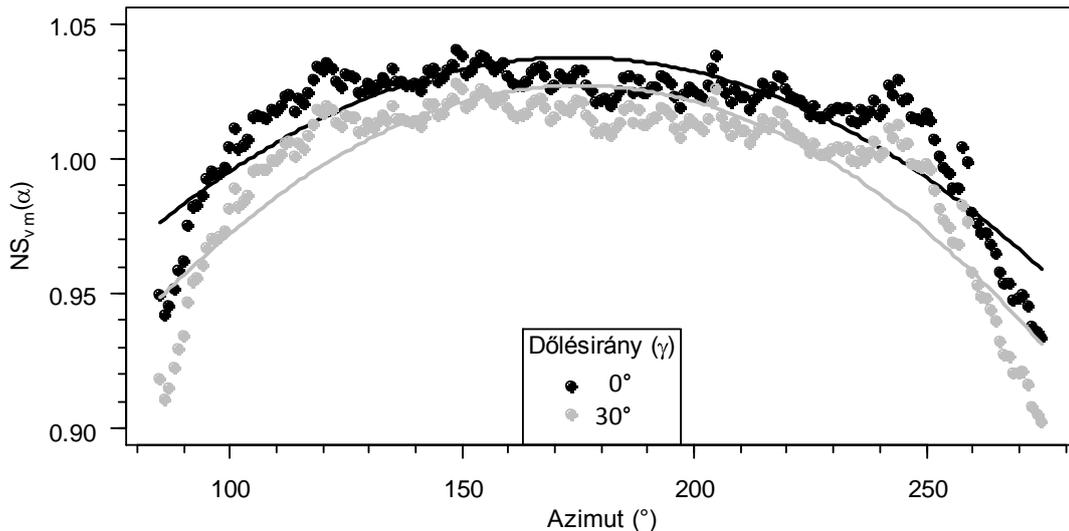
$$T_{\Delta K,p} = \overline{\Delta K_v} + \sigma_{\Delta K_v} \sqrt{1 + \frac{1}{n}} t_{p,n-1} \quad (57)$$

p jelöli a konfidenciaszintet, $\overline{\Delta K_v}$ a ΔK_v görbületkülönbségek átlaga, $\sigma_{\Delta K_v}$ a ΔK_v görbületkülönbségek szórása, n a minta elemszáma (jelen esetben $n=6$), $t_{p,n-1}$ pedig az $n-1$ szabadságfokú t-eloszlás eloszlásfüggvénye inverzének p helyen felvett értéke. A vizsgált minta alapján a konfidencia intervallumok határa: $T_{\Delta K,0,95} = 3,7 \cdot 10^{-6}$, illetve $T_{\Delta K,0,99} = 5,3 \cdot 10^{-6}$. A tesztelést ismét a 2013-as budapesti adatsorokkal végeztük. A G_v vízszintes adatsor szerepét a 2011-es szegedi adatsor töltötte be. A G_m adatsor alapján számolt görbületkülönbség $1,4 \cdot 10^{-6}$, a G_h adatsor alapján számolt pedig $1,9 \cdot 10^{-7}$. Mindkét érték belül van a 95% konfidencia intervallumon, tehát helyesen vízszintesnek értékelte őket az eljárás. A ferde eseteket tekintve 95% konfidenciaszinten 1° -os dőlést sikerült kimutatni az É-i irány körül $\pm 60^\circ$ -os azimut tartományban, $1,5^\circ$ -os dőlést pedig a $\gamma=285^\circ$ és $\gamma=90^\circ$ (kelet) közötti tartományban (30. ábra). D-i irányú dőlést csak 2° -os dőlésszög esetén sikerült detektálni a $\gamma=150^\circ$ és a $\gamma=195^\circ$ közötti azimut tartományban. 99% konfidenciaszinten az É-i irány körül $1,5^\circ$ -os dőlést $\gamma=315^\circ$ és $\gamma=60^\circ$ között, a D-i irány körül pedig $2,5^\circ$ -os dőlést $\gamma=165^\circ$ és $\gamma=195^\circ$ közötti tartományban sikerült kimutatni.



30. ábra ΔK görbületkülönbségek különböző dőlésszögek és dőlésirányok esetén. A vízszintes egyenesek a konfidencia intervallumok felső határát mutatják. Az egyenes fölött lévő pontok jelzik, hogy melyik dőlést sikerült detektálni az adott konfidencia szinten.

A 30. ábra alapján megállapíthatjuk, hogy a görbületkülönbség az É irányú dőlésre érzékenyebb, mint a D irányúra, de legérzékenyebb az ÉK (30° és 50° közötti dőlés azimut) valamint az ÉNy irányú dölésekre. Ugyanakkor szinte semmit nem reagál a görbületkülönbség a DK ill. DNy irányú dölésekre. Az É-i dölés könnyebb detektálhatósága elsősorban annak az eredménye, hogy a vizsgált azimut tartomány nagy részében az É-ra dölés növeli a direkt sugárzás beesési szöget, a D-re dölés pedig csökkenti. (Beesési szög alatt a felületre beeső sugárzás és a felület normálvektora által bezárt szöget értjük.) A szenzorra érkező globálsugárzás a beesési szög koszinuszától függ, ez pedig a (0; 90°) tartományban konkáv, tehát a beesési szög növelése nagyobb mértékben csökkenti a globálsugárzást, mint amennyire a csökkentése növeli azt. ÉK irányú dölés esetén pedig egyrészt megmarad a negatív K_{vm} görbület a dölés északi komponense miatt, másrészt a dölés keleti komponense miatt megnő a $\widehat{G}_{d,v}$ modell alacsonyabb napmagassághoz tartozó értéke. Pontosabban ÉK-i dölés esetén minden napmagassághoz megnő $\widehat{G}_{d,v}$ értéke, de a koszinusz függvény már említett konkáv tulajdonsága miatt nagyobb arányban nő az alacsony napmagasságnál, mint a delelés körül. Ez pedig azt eredményezi, hogy a normáláskor az $\alpha=90^\circ$ és $\alpha=270^\circ$ azimut környékén nagyobb arányban csökken $NS_{vm}(\alpha)$ értéke, mint $\alpha=180^\circ$ körül, tehát a K_{vm} görbület még negatívabb lesz (31. ábra).



31. ábra Északra dőlés esetén kevésbé negatív az $NS_{vm}(\alpha)$ görbülete, mint az É iránytól 30° -kal keletebbre lévő dőlésirány esetén. Az ábra 3° -os dőlésszög alapján készült.

A DK-i és a DNy-i irányú dölések azért nem detektálhatóak ezzel a módszerrel, mert a dőlés déli komponense miatt negatív lesz ugyan a K_{mv} görbület, de ennek abszolút értékét mérsékli a dőlés K-i vagy Ny-i komponense. Ugyanakkor a DNy-ra vagy DK-re dőlő adatsorból készült $\widehat{G}_{d,v}$ értéke megnő minden napmagasságnál, de az a növekedés fokozottabban jelentkezik az alacsony napmagasságnál a koszinusz függvény már említett konkáv tulajdonsága miatt. Következésképp $NS_{vm}(\alpha)$ minden azimutnál csökkenni fog, de a kis napmagasságokhoz tartozó azimutoknál erősebb lesz a csökkenés. Ez pedig egy negatív, de nem túl nagy abszolút értékű K_{vm} görbületet eredményez, ami közelítőleg megegyezik K_{mv} értékével. Tehát ez esetben ΔK görbületkülönbség közel nulla. Jól látszik ez azon az ábrán, amelyiken a különböző dölésekhez tartozó K_{mv} és K_{vm} görbületeket ábrázoljuk (32. ábra).

5.10. Dőlés detektálása a görbület-négyzetösszeg alapján

Amikor kivonjuk K_{mv} -ből K_{vm} -et, akkor gyakorlatilag merőlegesen vetítjük a (K_{mv}, K_{vm}) pontokat a $K_{mv} = -K_{vm}$ egyenesre. Ez a vetítés információvesztéssel jár. DK-i és DNy-i irányú dőlés esetén hiába nő a dőlésszöggel K_{mv} és K_{vm} abszolútértéke, a különbségük közelítőleg nulla marad. Ezért a ΔK görbületkülönbség helyett célszerűnek látszik egy olyan másik mennyiség bevezetése, ami figyelembe veszi a K_{mv} és a K_{vm} görbületek abszolút értékét is. Legyen ez a mennyiség a két görbület négyzetösszege és jelöljük $KNÖ$ -vel:

$$KNÖ = K_{mv}^2 + K_{vm}^2 \quad (58)$$

Vízszintes adatsorok esetén KNÖ értéke közel nulla, ferde adatsorok esetén pedig minél nagyobb a dőlésszög, annál nagyobb lesz KNÖ értéke is. Ezért ez a mennyiség alkalmas a dőlés detektálására. Egy ismeretlen adatsort ferdének tekintünk, ha a hozzá tartozó KNÖ nagyobb, mint egy küszöbérték. Ezt a küszöbértékét hasonlóan határoztuk meg, mint korábban az A amplitúdóra vagy a ΔK görbületkülönbségre vonatkozó küszöbértékét. A 2011-es és a 2012-es budapesti G_m adatsort összehasonlítottuk külön-külön a 2011-es, a 2012-es és a 2013-as szegedi G_m adatsorral. Minden esetben kiszámoltuk a görbületek négyzetösszegét, így összesen 6 darab $KNÖ_v$ értéket kaptunk.

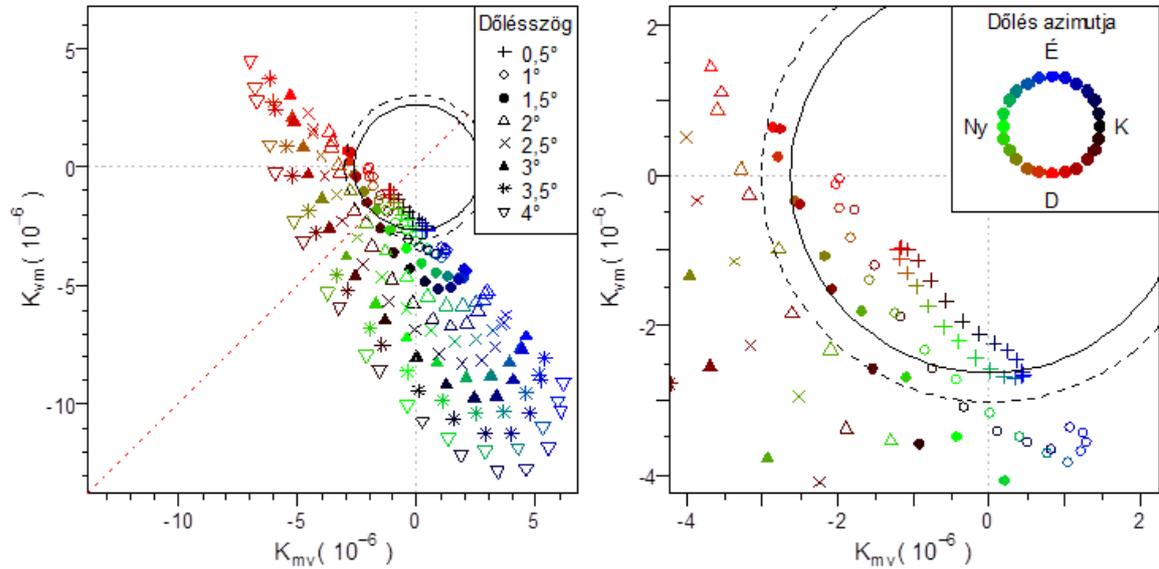
$$\{KNÖ_{v,i} \quad i=1,\dots,6\} \quad (59)$$

Ez a 6 elemű minta a Shapiro-Wilk teszt szerint normális eloszlást követ ($\text{sig} = 0,18$), ezért a t-statisztika alapján egyoldali (jobboldali) konfidencia intervallumot készítettünk. Ennek a konfidencia intervallumnak a felső határát $T_{KNÖ,p}$ -vel jelöljük:

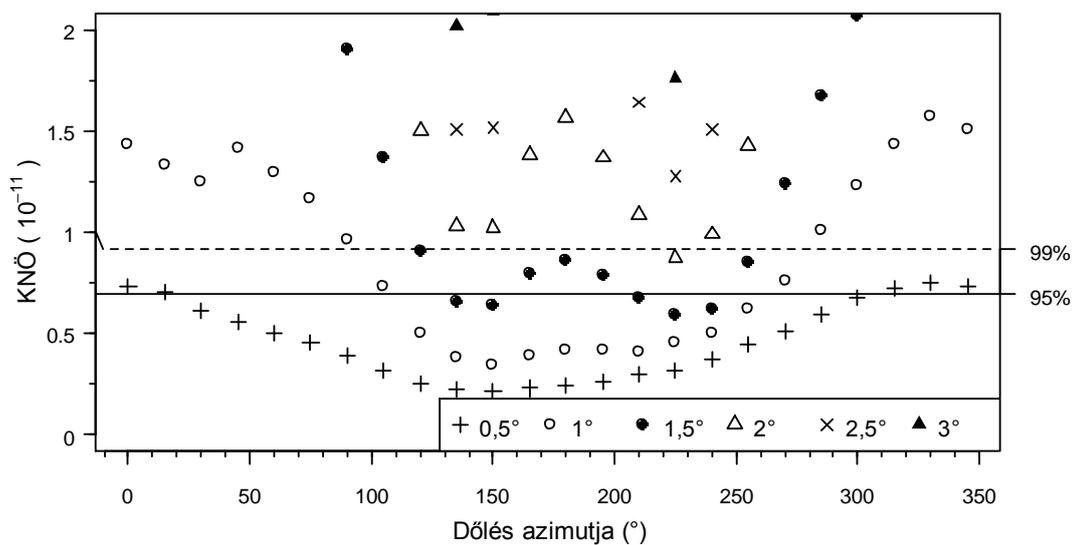
$$T_{KNÖ,p} = \overline{KNÖ_v} + \sigma_{KNÖ_v} \sqrt{1 + \frac{1}{n}} t_{p,n-1} \quad (60)$$

p jelöli a konfidenciaszintet, $\overline{KNÖ_v}$ a $KNÖ_v$ görbület-négyzetösszegek átlaga, $\sigma_{KNÖ_v}$ a $KNÖ_v$ görbület-négyzetösszegek szórása, n a minta elemszáma (jelen esetben $n=6$), $t_{p,n-1}$ pedig az n-1 szabadságfokú t-eloszlás eloszlásfüggvénye inverzének p helyen felvett értéke. Egy adatsort p konfidenciaszinten ferdének tekintünk, ha a hozzá tartozó KNÖ nagyobb, mint a $T_{KNÖ,p}$ küszöbérték. A vizsgált minta alapján a konfidencia intervallumok határa: $T_{KNÖ,95} = 6,9 \cdot 10^{-12}$, illetve $T_{KNÖ,99} = 9,1 \cdot 10^{-12}$. A tesztelést ismét a 2013-as budapesti adatsorokkal végeztük, miközben a referencia G_v vízszintes adatsor a 2011-es szegedi adatsor volt. A G_m adatsorral számolva $KNÖ = 1,6 \cdot 10^{-12}$, a G_h adatsorral számolva pedig $KNÖ = 1,7 \cdot 10^{-13}$. Mindkét érték belül van a 95% konfidencia intervallumon, tehát helyesen vízszintesnek értékeltük őket. A KNÖ mennyiség a korábban definiált amplitúdóhoz hasonlóan minden dőlésirányra érzékeny (32. ábra). 95% konfidenciaszinten már $0,5^\circ$ -os dőlést sikerült kimutatni az ÉNy-i és É-i irány közötti tartományban $\gamma=315^\circ$ és $\gamma=15^\circ$ között (33. ábra), 1° -os dőlést pedig $\gamma=270^\circ$ és $\gamma=90^\circ$

között. 2°-os dőlést pedig már minden irányban sikerült kimutatni. 99% konfidenciaszinten 1°-os dőlést $\gamma=285^\circ$ és $\gamma=90^\circ$ közötti tartományban, 2,5°-os dőlést pedig minden irányban ki tudtunk mutatni.



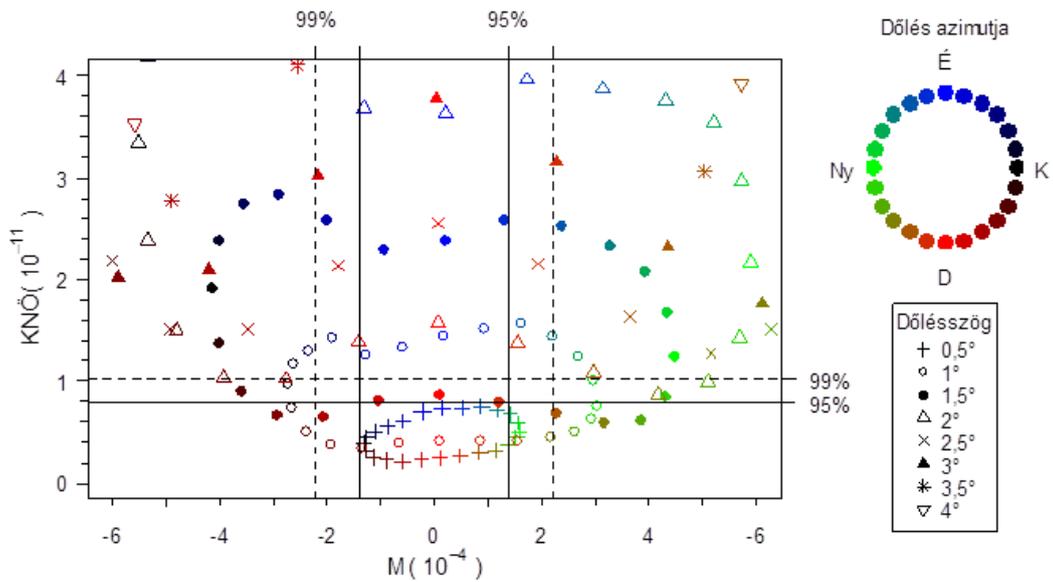
32. ábra K_{mv} és K_{vm} görbület értékek különböző dölések esetén. A folytonos körvonal a KNÖ görbület-négyzetösszegre vonatkozó 95%-os, a szaggatott körvonal a 99%-os konfidencia intervallum határát jelöli. A körön kívül lévő pontok jelzik, hogy melyik dőlést sikerült detektálni az adott konfidencia szinten. A jobb oldali ábra nagyítva mutatja a konfidencia intervallumok határát.



33. ábra KNÖ görbület-négyzetösszeg különböző dölésszögek és dőlésirányok esetén. A vízszintes egyenesek a konfidencia intervallumok felső határát mutatják. Az egyenes fölött lévő pontok jelzik, hogy melyik dőlést sikerült detektálni az adott konfidencia szinten.

5.11. A vizsgált mennyiségek detektálási erejének összehasonlítása

Az $NS(\alpha)$ függvényből négy mennyiséget definiáltunk: az A amplitúdót, az M meredekséget, amikor a $\widehat{G}_{d,v}$ modellt is a vizsgált adatsorból állítottuk elő, a ΔK görbületkülönbséget és a KNÖ görbület-négyzetösszeget. Ezek a mennyiségek a különböző irányú dölésekre különböző mértékben érzékenyek. A négy mennyiség közül az A amplitúdó és a KNÖ görbület-négyzetösszeg alkalmas bármely irányú dőlés detektálására egy bizonyos dőlésszög fölött. É-i, ÉK-i és ÉNy-i irányú dőlés esetén egyértelműen a KNÖ teljesített jobban, D-i irányú dőlés esetén hasonlóan teljesítettek, míg DK-i és DNy-i irányban az A amplitúdó bizonyult érzékenyebbnek (21. és 32. ábra). Az M meredekséggel az É-i és a D-i irányú dőlés, a ΔK görbületkülönbséggel pedig a DK-i és a DNy-i irányú dőlés nem detektálható (28. és 30. ábra). Ugyanakkor az M meredekség bizonyult a legérzékenyebbnek a K-DK és a DNy-Ny tartományban. Ezeket a mennyiségeket egyszerre is felhasználhatjuk a detektálási eljárásban. Ha egyszerre több, statisztikai eloszláson alapuló tesztet hajtunk végre, akkor az egyes tesztek szignifikanciaszintjét korrigálni kell annak érdekében, hogy az első fajú hiba valószínűsége valóban 5%, ill. 1% maradjon. Két teszt együttes végrehajtása esetén ez azt jelenti, hogy a globálisan 5%-os elsőfajú hibához tesztenként a 2,5%-os, míg a globálisan 1%-os elsőfajú hibához tesztenként a 0,5%-os elsőfajú hibahatárt kell beállítani. Ez kis mértékben megnöveli az eddig használt konfidencia intervallumok felső határait. A négy mennyiség közül a KNÖ görbület-négyzetösszeget és az M meredekséget érdemes egyszerre vizsgálni, hogy minden irányban a lehető legérzékenyebb eljáráshoz jussunk. Így 95%-os konfidenciaszinten 1,5°-os, míg 99% konfidenciaszinten 2°-os dölést minden irányban ki tudunk mutatni (34. ábra). Ugyanakkor 1°-os dölést a 240° és 120° közötti dőlés azimut tartományban 99%-os konfidenciaszinten is sikerült kimutatni.



34. ábra $KN\ddot{O}$ görbület-négyzetösszeg és az M meredekség értéke különböző dőlések esetén. M meghatározásakor a $\hat{G}_{d,v}$ modellt mindig a vizsgált adatsorból állítottuk elő. A vízszintes és függőleges egyenesek a konfidencia intervallumok felső határait mutatják.

6. KÖVETKEZTETÉSEK ÉS JAVASLATOK

A piranométer kismértékű, 1-2°-os megbillenése is jelentős, a műszer bizonytalanságát meghaladó és az ISO szabvány által megengedettnél nagyobb hibát okozhat a globálsugárzás napi összegében. Ezért szükség van egy olyan módszerre, ami a folyamatos felügyelet nélkül működő piranométerek adatsorát ellenőrzi a vízszintezés szempontjából.

A bemutatott eljárás a globálsugárzás 10 perces átlagának egyéves adatsora alapján próbálja a dőlést detektálni. A módszer alkalmasnak bizonyult 1°-os dőlés kimutatására, ha a piranométer északra, vagy azzal 120°-nál nem nagyobb szöget bezáró irányba dől. Egyéb dőlésirányok esetén a legkisebb kimutatható dőlésszög 1,5°- 2° között van. A módszer gond nélkül alkalmazható, ha a vizsgált piranométer a 10 percesnél nagyobb időbeli felbontással rögzíti az adatokat. Kisebb időbeli felbontás esetén a dolgozatban leírt eljárást kell követni. Egy órás felbontás esetén a módszer hatékonysága kis mértékben romlott, kb. egy fokkal csökkent a kimutatható dőlésszögek nagysága.

Négyféle mennyiséget definiáltunk, amelyek a vizsgált piranométer adatsorából a vízszintes, derült globálsugárzás modelljének felhasználásával állíthatók elő. Ezek a különböző irányú dölésekre különböző mértékben érzékenyek. K-Ny irányú dőlés kimutatására legalkalmasabb az NS(α) meredeksége, amikor a vízszintes, derült globálsugárzás modellt is a vizsgált piranométer adatsorából állítjuk elő. Az É-D irányú dőlésre legérzékenyebbek a görbület-négyzetösszeg bizonyult. E két mennyiség együttes vizsgálatával egy tetszőleges irányú dőlés kimutatására alkalmas eljárást kaptunk.

Mivel csak két helyszínről és csak 3-3 évből álltak rendelkezésünkre adatok, ezért a dolgozat célja elsősorban a módszer ismertetése, és nem célja az egyes mennyiségekhez tartozó osztályozási határok pontos meghatározása. A módszer gyakorlatba történő átültetésekor célszerű a $\widehat{G}_{d,v}$ modell előállításához és a konfidencia intervallumok meghatározásához felhasználandó adatokat egymástól is és a vizsgált piranométertől is különböző helyről venni. Azért, hogy egy konkrét év hatása ne torzítsa el a $\widehat{G}_{d,v}$ modellt, célszerű azt minél hosszabb, lehetőleg több éves adatsor alapján elkészíteni. A konfidencia intervallumok kiszámolásához pedig célszerű minél több helyről és minél több évből venni az adatsorokat, hogy abban se jelenjen meg se az év, se a hely hatása. Várhatóan minél nagyobb mintából számoljuk a konfidencia intervallumokat, a szabadsági fok növekedésével együtt csökken azok szélessége.

Nagyobb mennyiségű, hálózatszerűen működő piranométer esetén, ha az összes lehetséges párosításban kiszámítjuk a dolgozatban definiált mennyiségeket, különös tekintettel a meredekséget és a görbület-négyzetösszeget, akkor a klaszteranalízis segítségével újabb lehetőség nyílik a többlettől eltérő, rendellenesen működő piranométer(ek) beazonosítására.

További hasznos információt nyerhetünk a módszer térbeli kiterjeszhetőségéről nagyobb távolságban lévő műszerek adatsorának összehasonlításával.

A módszer robusztussága a kvantilis regresszió robusztusságában rejlik. A kvantilis regresszió $q=0,9$ esetén nem érzékeny egy-két kiugró értékre, ezért pl. egy-két kiugróan tiszta léghőmérsékletű nap, vagy az alkalmanként télen a deresedés miatt mért nagyobb globálsugárzás adatok nem torzítják el a modell által becsült értékeket.

A módszer legfontosabb része a vízszintes, derült globálsugárzást becsülő modell. Mivel ez egy empirikus modell, ezért rendkívül fontos, hogy a modell alapjául szolgáló adatsor bizonytalansága a lehető legkisebb legyen. Mivel a direkt és diffúz komponensek összegeként kiszámolt globálsugárzás pontosabb, mint az egyetlen piranométerrel közvetlenül mért érték (Ohmura et al. 1998, Dutton és Long 2012), ezért javasoljuk a $\hat{G}_{d,v}$ modell előállítását ilyen adatokból, amennyiben ezek rendelkezésre állnak. Ez biztosíthatja, hogy a modellben ne jelenjen meg egy konkrét piranométer esetleges azimuthibája vagy koszinuszhibája. A piranométer irányhibája jelentősen hozzájárul a globálsugárzás adatok bizonytalanságához (Vuilleumier et al. 2014). Az irányhiba hasonló torzulást eredményez az adatokban, mint egy kismértékű É-D irányú dőlés. Ennek a hibának a módszerre gyakorolt hatása csökkenthető, ha a $\hat{G}_{d,v}$ modell előállításához felhasznált adatokat ugyanolyan típusú piranométer méri, mint a vizsgált piranométer. Esetünkben a szegedi és a budapesti adatok mérése egyaránt Kipp&Zonen CM11 piranométerrel történt. Annak a piranométernek az irányhibája, amelyik adataiból a konfidencia intervallumokat számoljuk, megjelenik a konfidencia intervallumok szélességében. Minél nagyobb az irányhiba, annál szélesebb a konfidencia intervallum és annál nehezebb egy É-D irányú dölést detektálni, ugyanakkor annál kisebb valószínűséggel fogunk egy vízszintes piranométert tévesen ferdének detektálni. Ha lehetőség van rá, javasoljuk a konfidencia intervallumok felállításához is a vizsgált piranométerrel azonos típusú piranométer használatát.

A vízszintes, derült globálsugárzás modellben a nap sorszámától való függést nemcsak a Nap-Föld távolság változása határozza meg, hanem a derült égbolt esetén

megfigyelhető légköri homályosság éves menete is. Amíg a Nap-Föld távolság hatása a Föld minden pontján ugyanúgy jelentkezik, addig a légköri homályosság változása helyfüggő. Ezért az így elkészített modellt nem alkalmazhatjuk globálisan, csak olyan távolságon belül, ahol feltételezhetően megegyezik a derült égbolthoz tartozó légköri homályosság éves menete.

A globálsugárzás mérésekor néhány egyéb hibaforrás is a szintezési hibához hasonló tünetet okoz. Például az időmérés eltolódása egy K-Ny irányú dőlésre, a kalibrálási hiba pedig egy É-D irányú dőlésre emlékeztet (Vuilleumier et al. 2014). A horizontkorlátozás, a műszer búróján megjelenő szennyeződés szintén hasonló mértékben változtatja meg a dolgozatban definiált mennyiségeket, mint egy kisebb dőlés. Mivel az ismertetett eljárás nemcsak kizárólag a piranométer dőlésére érzékeny, hanem más hibaforrásokra is, használhatjuk egy általánosabb célú adatellenőrző eljárásként.

7. TÉZISEK

1. A piranométer pontatlan vízszintezése a dőlés irányától és nagyságától függően jelentősen befolyásolhatja a globálsugárzás mért értékét. Budapesti sugárzási viszonyok mellett 2°-os É-D irányú kibillenés 0,5 – 5%-os hibát okoz a globálsugárzás havi összegében. Ugyanez a kibillenés a napi összegben derült nyári napokon 0,5 – 1%, a téli napforduló környékén 9% feletti hibát okoz. A 10 perces átlagra gyakorolt hiba a téli napforduló környékén derült napokon egész nap 8% felett van. Az éves összegben megjelenő hiba 2°-os É-D irányú kibillenés esetén 1,3 – 1,5% között mozog.
2. A dolgozatban leírt eljárás alkalmas a piranométer vízszintestől számított 1-2°-os kibillenésének detektálására a piranométer által mért 1 éves, 10 perces felbontású globálsugárzás adatsorból egy másik, lehetőleg 200 km-es távolságon belül és hasonló éghajlati körülmények között lévő, gondosan vízszintezett piranométer legalább egy éves adatsorának felhasználásával. A vizsgált piranométer és a gondosan vízszintezett piranométer adatsoraiból egyaránt becslést készítettünk az adott azimuthoz tartozó derült globálsugárzás éves összegére. A két becslés hányadosát az azimut függvényében vizsgálva képet kaphatunk a piranométer vízszintezéséről.
3. A hányados függvény amplitúdója elsősorban a K-Ny irányú kibillenés detektálására alkalmas, de nagyobb dőlésszög esetén tetszőleges irányú dőlés detektálható vele.
4. A vizsgált mennyiségek közül a hányados függvény meredeksége a legérzékenyebb a K-Ny irányú dőlésre, és kiszámításához nincs szükség másik piranométer adatsorára.
5. A vizsgált piranométer és a gondosan vízszintezett piranométer adatsorainak felcserélésével is kiszámíthatjuk a hányados függvényt. Ennek és az eredetileg definiált hányados függvény görbületeinek négyzetösszege minden dőlésirányra érzékeny, de különösen a K-Ny vonaltól É-ra eső dőlésirányra. A legérzékenyebb eljárást akkor kapjuk, ha ezt a négyzetösszeget és a hányados függvény meredekségét egyidejűleg vizsgáljuk.

6. 10 percesnél kisebb időbeli felbontású, pl. órás adatok esetén a dolgozatban ismertetett vízszintes derült globálsugárzás modell alapján 10 perces vagy még nagyobb felbontású adatsort készíthetünk, és arra alkalmazhatjuk az eljárást. Órás felbontású adatok esetén a módszer érzékenysége kissé csökken, a hányados függvény amplitúdójával kimutatható legkisebb dőlésszög kb. $0,5^\circ$ -kal nagyobb a 10 perces adatok alapján kimutathatónál.

8. THESIS

1. The leveling error of the pyranometer may affect the measured value of the global radiation depending on the degree and orientation of the tilt. A tilt angle of 2° in the north-south direction resulted in 0.5 – 5% relative error in the monthly sum of the global radiation in Budapest. The same tilt caused 0.5 – 1% relative error in the daily sum on clear-sky summer days and relative error over 9% around the winter solstice. The error of the ten-minute average exceeded 8% all day on clear-sky days around the winter solstice. The error of the annual sum was between 1.3% and 1.5%.
2. The method described in the dissertation is capable to detect a tilt angle of $1-2^\circ$ on the base of one-year 10-min averaged global radiation data. The method requires an additional, at least one year long data series measured with an accurately leveled pyranometer within a distance of 200 km under similar climatic conditions. The annual sum of the clear-sky global radiation corresponding to a given solar azimuth angle should be estimated from the data series of the pyranometer in question and from that of the accurately leveled one, separately. The accuracy of the leveling can be concluded from the ratio of the two estimations calculated as a function of solar azimuth.
3. The amplitude of the ratio is particularly suitable to detect the tilt in the east-west direction, however a tilt to any direction can be detected if the tilt angle is large enough.
4. Among the defined quantities the slope of the ratio is the most sensitive to an east-west tilt and data series from another pyranometer is not required for its calculation.
5. The ratio should be calculated by interchanging the data series of the pyranometer in question and that of the accurately leveled pyranometer. The sum of squares of the curvatures of this ratio and the originally defined ratio is sensitive to the tilt to any direction. It is particularly sensitive if the tilt is to north of the east-west direction. The most sensitive method is obtained with combined testing of this sum of squares and the slope of the original ratio.

6. If the temporal resolution of the data is lower than 10 minutes, e.g. hourly data, a newer data series with 10 minutes or even higher resolution can be calculated from this by the means of the horizontal clear-sky model described in the dissertation. The method is applicable on this newer data series. The sensitivity of the method decreases with decreasing temporal resolution. The smallest tilt angle detectable with the amplitude of the ratio is higher in the case of hourly data than in the case of 10 minute data by 0.5° .

9. ÖSSZEFOGLALÁS

A nagy pontosságú globálisugárzás mérések iránt folyamatosan nő az igény mind a meteorológiai és klimatológiai kutatások, mind a napenergia felhasználás területén. A jelenleg használt automatikus adat-minőség ellenőrző eljárások nagy része minden méréshez egy alsó és egy felső határt definiál, és akkor tekinti a mért értéket hibásnak vagy „gyanús”-nak, ha az nem esik a két határ közötti intervallumba. A sugárzásmérések azonban számos olyan hibaforrásnak is ki vannak téve, amelyek a mért értéket csak kis mértékben torzítják, az ilyen hibákat pedig az automatikus eljárások általában nem jelzik. Dolgozatunk célja az volt, hogy meghatározzuk milyen mértékű hibát okoz a piranométerek nem megfelelő vízszintezése, valamint kidolgozzunk egy olyan eljárást, ami kifejezetten a szintezési hibára érzékeny és beépíthető az adat-minőség ellenőrző eljárások jelenlegi rendszerébe.

Megvizsgáltuk, hogy milyen mértékű hibát okoz az esetlegesen előforduló szintezési hiba a globálisugárzás éves, havi, napi összegében illetve a 10 perces átlagában. A piranométer kismértékű, szabad szemmel alig megfigyelhető, 2°-os megbillenése is jelentős, a piranométerek bizonytalanságát meghaladó, 1-9 %-os hibát okozhat a globálisugárzás napi összegében. Havi összeget tekintve ez a hiba a dőlés irányától függően 0,5 – 5 % közötti, éves összeg esetén pedig 0,04 – 1,5 %. Napi és havi összeg esetén a nagyobb hibák mindig a derült, téli időszakokra vonatkoznak. Legnagyobb hiba a globálisugárzás pillanatnyi értékében jelenik meg alacsony napállásnál. A téli napforduló környékén 2°-os É-D irányú dőlés az egész nap folyamán 8%-nál nagyobb hibát eredményez. Ezek az értékek azt mutatják, hogy szükség van egy olyan módszerre, ami a folyamatos felügyelet nélkül működő piranométerek adatsorát ellenőrzi a vízszintezés szempontjából.

A dolgozat második részében egy ilyen módszert mutattunk be. A javasolt eljárás a globálisugárzás egyéves adatsorából állít elő olyan származtatott mennyiségeket, amik alkalmasnak bizonyultak különböző irányú dölések kimutatására. Az eljárás menete a következő: A vizsgált piranométer adatsorából kvantilis regresszió segítségével becsüljük a derült globálisugárzást a nap sorszáma és az azimut függvényében, majd ezeket az értékeket azimutonként összeadjuk. Ugyanakkor egy másik, hasonló éghajlati körülmények közt és lehetőleg 200 km-es távolságon belül lévő, gondosan vízszintezett piranométer – akár egy másik évből való – legalább egy éves adatsorából is készítünk egy modellt, ami a vízszintes, derült globálisugárzásra ad becslést a nap sorszáma és a napmagasság

függvényében. Ezzel is kiszámítjuk a vizsgált piranométer helyén a globálsugárzást, és ezeket az értékeket is összeadjuk azimutonként. Ezt követően a vizsgált piranométer adatsora alapján számolt összegeket elosztjuk a vízszintes modell alapján számolt összegekkel, és az így kapott hányados változását vizsgáljuk az azimut függvényében. Ha a piranométer vízszintes, akkor a hányados értéke nagyjából független az azimuttól. Ha a piranométer ferde, akkor minél nagyobb a dőlésszög, annál nagyobb lesz ez a hányados a dőlés azimutja irányában és annál kisebb lesz a dőlés azimutjától 180° -kal eltérő azimut esetén.

Ebből a hányadosfüggvényből négy különböző mennyiséget definiáltunk. Az első mennyiség a függvény amplitúdója, amit úgy határoztunk meg, hogy a hányadost az azimut szinuszos függvényével közelítettük. Ez az amplitúdó a K-Ny irányú dőlésre a legérzékenyebb. 5%-os szignifikancia szinten $1,5^\circ$ -os dőlést sikerült kimutatni, ha a dőlés iránya a 45° - 150° közötti, illetve a 210° - 315° közötti azimut tartományba esett. $2,5^\circ$ -os dőlést pedig minden irányban sikerült detektálni.

A második mennyiség a függvény meredeksége, amit úgy határoztunk meg, hogy a hányadost az azimut lineáris függvényével közelítettük. Ez esetben nincs szükség másik adatsorra, magából a vizsgált adatsorból is előállíthatjuk a derült vízszintes globálsugárzás modelljét. Az így definiált meredekség a K-Ny irányú dőlésre érzékeny, de nem alkalmas az É-D irányú dőlés kimutatására. 5%-os szignifikancia szinten $0,5^\circ$ -os dőlést sikerült kimutatni, ha a dőlés iránya a 60° - 120° közötti, illetve a 225° - 315° közötti azimut tartományba esett.

A harmadik mennyiséget a következőképpen definiáltuk. A hányadost az azimut másodfokú polinomjaként közelítettük és a másodfokú tag együtthatóját tekintettük a függvény görbületének. Ezt követően a vizsgált piranométer és a gondosan vízszintezett piranométer adatsorát felcseréltük, és így is kiszámítottuk a görbületet. A két görbület különbségének abszolút értéke volt a harmadik mennyiség. Ez a görbületkülönbség a legérzékenyebb az ÉK és az ÉNy irányú dölésekre, de alkalmatlan a DK ill. DNy irányú dölések kimutatására. 5%-os szignifikancia szinten 1° -os dölést sikerült kimutatni az É-i irány körül $\pm 60^\circ$ -os azimut tartományban.

A negyedik mennyiség az előző bekezdésben részletezett két görbület négyzetösszege volt. Ez a mennyiség minden dőlésirányra érzékeny, de különösen az É-i irány környékére. 5%-os szignifikancia szinten 1° -os dölést sikerült kimutatni a K-Ny iránytól É-ra eső 180° -os tartományban.

A négy mennyiség közül a görbület-négyzetösszeg és a meredekség együttes vizsgálatával 5%-os szignifikancia szinten 1,5°-os dőlést minden irányban ki tudtunk mutatni.

A javasolt módszer további tesztelést igényel más évekből és más mérési helyről származó adatsorok alapján. Az itt közölt detektálási határok nem tekinthetők általános érvényűnek, de azt jelzik, hogy a módszer alkalmas lehet arra, hogy bekerüljön az adatminőség ellenőrző eljárások közé.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Ezúton szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Dr. Anda Angéla professzorasszonynak, a kutató munka és a dolgozat elkészítése során nyújtott sok-sok nélkülözhetetlen szakmai tanácsáért, útmutatásáért, biztatásáért. Külön köszönöm a többéves munka során folyamatosan megnyilvánuló kitartó és önzetlen segítőkészségét.

Köszönöm Nagy Zoltánnak, az Országos Meteorológiai Szolgálat Légekőrfizikai és Méréstechnikai Osztály osztályvezetőjének a konzultációkat, az értékes tanácsokat és hogy szakértelmével, széleskörű tapasztalataival végig segítette a munkámat.

Köszönöm Zemankovicsné Dr. Hunkár Mártának és a Gazdaságmódszertani Tanszék minden oktatójának, hogy segítettek megteremteni annak a lehetőségét, hogy elegendő időt fordíthassak kutatásaimra és a dolgozat elkészítésére.

Köszönöm az Országos Meteorológiai Szolgálatnak, hogy a felhasznált adatokat a rendelkezésemre bocsátotta és így lehetővé tette a kutatás elvégzését.

Köszönöm Sós Gábornak a mérések során nyújtott önzetlen segítségét.

Köszönöm Farsang Sándorné Idának, hogy mindig készségesen és gyorsan segített az adminisztrációs ügyek intézésében.

Köszönöm Dr. Pintér Gábornak a német nyelvű fordításban nyújtott önzetlen segítségét.

Külön köszönettel tartozom Feleségemnek és Gyermekeimnek, akik mindvégig mellettem álltak, támogattak és motivációt jelentettek a dolgozat elkészítéséhez.

IRODALOMJEGYZÉK

- Abraham, Z., Xin, F., Tan, P. N. (2011). Smoothed Quantile Regression for Statistical Downscaling of Extreme Events in Climate Modeling. *MLR*, 5, 6.
- Alessandrini, S., Delle Monache, L., Sperati, S., Cervone, G. (2015a). An analog ensemble for short-term probabilistic solar power forecast. *Applied Energy*, 157, 95-110.
- Alessandrini, S., Delle Monache, L., Sperati, S., Nissen, J. N. (2015b). A novel application of an analog ensemble for short-term wind power forecasting. *Renewable Energy*, 76, 768-781.
- Alonso-Montesinos, J., Batlles, F. J., Bosch, J. L. (2015). Beam, diffuse and global solar irradiance estimation with satellite imagery. *Energy Conversion and Management*, 105, 1205-1212.
- Arking, A. (1996). Absorption of solar energy in the atmosphere: Discrepancy between model and observations. *Science*, 273 (5276), 779.
- Bacher, P., Madsen, H., Nielsen, H.A., (2009). Online short-term solar power forecasting. *Solar Energy* 83 (10), 1772-1783.
- Bacher, P., Madsen, H., Perers, B., Nielsen, H. A., (2013). A non-parametric method for correction of global radiation observations. *Solar Energy* 88 (1), 13–22.
- Badescu, V. (2008). Modeling Solar Radiation at the Earth's Surface. Springer
- Barnwal, P., Kotani, K. (2013). Climatic impacts across agricultural crop yield distributions: An application of quantile regression on rice crops in Andhra Pradesh, India. *Ecological Economics*, 87, 95-109.
- Baur, D., Saisana, M., Schulze, N. (2004). Modelling the effects of meteorological variables on ozone concentration—a quantile regression approach. *Atmospheric Environment*, 38 (28), 4689-4699.
- Bella, Sz., Major, Gy., Nagy, Z. (2006) Napenergia, mint megújuló energiaforrás – magyarországi lehetőségek. In: *Magyarországi szél és napenergia kutatás eredményei*. Szerk: Dobi Ildikó, OMSZ, Budapest, 2006.
- BIPM; IEC; IFCC; ISO; IUPAP; OIML. (1995). Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement. Geneva: ISO TAG4.
- Blanc, P., Gschwind, B., Lefèvre, M. és Wald, L. (2011). The HelioClim project: Surface solar irradiance data for climate applications. *Remote Sensing*, 3 (2), 343-361.
- Bondell, H. D., Reich, B. J., Wang, H. (2010). Noncrossing quantile regression curve estimation. *Biometrika*, 97 (4), 825-838.
- Bourges G. (1979) Reconstitution des courbes de fréquence cumulée de l'irradiation solaire globale horaire reçue par une surface plane. In Report CEE 295-77-ESF, Vol. tome II, Centre d'Énergie'étique de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, France
- Boyd, M. (2015). Methodology and calculator for high precision regression fits of pyranometer angular responsivities and the associated uncertainties. *Solar Energy*, 119, 233-242.

- Bremnes, J. B. (2004a). Probabilistic forecasts of precipitation in terms of quantiles using NWP model output. *Monthly Weather Review*, 132 (1), 338-347.
- Bremnes, J. B. (2004b). Probabilistic wind power forecasts using local quantile regression. *Wind Energy*, 7 (1), 47-54.
- Bremnes, J. B. (2006). A comparison of a few statistical models for making quantile wind power forecasts. *Wind Energy*, 9 (1-2), 3-11.
- Budó Ágoston (1971) Kísérleti fizika II. Tankönyvkiadó, Budapest
- Bush, B.C., Valero, F.P.J., Simpson, A.S. és Bignoneet, L. (2000) Characterization of thermal effects in pyranometers: a data correction algorithm for improved measurement of surface insolation. *J. Atmosph. Ocean. Tech.* 17, 165-175.
- Cannon, A. J. (2011). Quantile regression neural networks: Implementation in R and application to precipitation downscaling. *Computers Geosciences*, 37 (9), 1277-1284.
- Cano D., Monget J. M., Albuissou M., Guillard H., Regas N. and Wald L. (1986) A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy* 37, 31–39.
- Cess, R. D., Qian, T., Sun, M. (2000). Consistency tests applied to the measurement of total, direct, and diffuse shortwave radiation at the surface. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 105(D20), 24881-24887.
- Chou, M.D., Zhao, W. (1997). Estimation and model validation of surface solar radiation and cloud radiative forcing using TOGA COARE measurements, *Journal of Climate*, 10, 610-620.
- Cros S, Wald L (2003) Survey of the main databases providing solar radiation data at ground level. In: Goossens R.i (ed.) *Proceedings of the 23rd EARSeL Annual Symposium Remote Sensing in Transition*, Ghent, Belgium, 2–4 June 2003, pp. 491–497
- Davino, C., Furno, M., Vistocco, D. (2013). Quantile regression: theory and applications. John Wiley & Sons.
- Despotovic, M., Nedic, V., Despotovic, D., Cvetanovic, S. (2015). Review and statistical analysis of different global solar radiation sunshine models. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 52, 1869-1880.
- Dominguez, B., A., C. (2001) Characterization of pyranometer thermal off-set and correction of historical data. PhD Thesis. Virginia Polytechnic Institute and State University.
- Dutton E. G., Michalsky, J., Stoffel, T., Forgan, B., Hickey, J., Nelson, D. W., Alberta, T. L. és Reda, I. (2001) Measurement of broadband diffuse solar irradiance using current commercial instrumentation with a correction for thermal offset errors. *J. Atmos. Oceanic. Tech.*, 18, 297-314.
- Dutton, E. G., és Long, C. N. (2012), A.2.1.1.1: Single Pyranometer, in GEWEX Radiative Flux Assessment, vol. 2: Supplementary Information, p. 36, WCRP Report 19/2012, World Climate Research Programme, Geneva, Switzerland.
<http://www.wcrp-climate.org/documents/GEWEX%20RFA-Volume%202-appendices.pdf> (elérve: 2015.12.15)

- Elsner, J. B., Kossin, J. P., Jagger, T. H. (2008). The increasing intensity of the strongest tropical cyclones. *Nature*, 455(7209), 92-95.
- Fadare, D. A. (2009). Modelling of solar energy potential in Nigeria using an artificial neural network model. *Applied Energy*, 86 (9), 1410-1422.
- Fehlmann, A., Kopp, G., Schmutz, W., Winkler, R., Finsterle, W. és Fox, N. (2012). Fourth World Radiometric Reference to SI radiometric scale comparison and implications for on-orbit measurements of the total solar irradiance. *Metrologia*, 49 (2), S34.
- Festa R, Ratto CF (1993) International Energy Agency. Solar heating and Cooling Programme Report-IEA-SCHP-9E-4
- Finsterle, W., Blattner, P., Moebus, S., Wehrli, C., White, M. és Schmutz, W. (2008). Third comparison of the World Radiometric Reference and the SI radiometric scale. *Metrologia*, 45 (4), 377.
- Flowers, E. C., Maxwell, E. L. (1986). Characteristics of network measurements. *Solar cells*, 18 (3), 205-212.
- Francke, T., López-Tarazón, J. A., Schroder, B. (2008). Estimation of suspended sediment concentration and yield using linear models, random forests and quantile regression forests. *Hydrological Processes*, 22 (25), 4892.
- Friederichs, P., Hense, A. (2007). Statistical downscaling of extreme precipitation events using censored quantile regression. *Monthly weather review*, 135 (6), 2365-2378.
- Fröhlich, C. (1991). History of solar radiometry and the world radiometric reference. *Metrologia*, 28 (3), 111.
- Geiger, M., Diabaté, L., Ménard, L., Wald, L. (2002). A web service for controlling the quality of measurements of global solar irradiation. *Solar energy*, 73 (6), 475-480.
- Geisser, Seymour. Predictive inference. Vol. 55. CRC Press, 1993.
- Geuder, N., Wolfertstetter, F., Wilbert, S., Schüler, D., Affolter, R., Kraas, B., Lüpfert, E. és Espinar, B. (2015). Screening and flagging of solar irradiation and ancillary meteorological data. *Energy Procedia*, 69, 1989-1998.
- Gilgen, H., Roesch, A., Wild, M., Ohmura, A., Tsvetkov, A. (2004). Means and Trends of Shortwave Irradiance at the Surface Estimated From GEBA and WRDC Data. In *AGU Spring Meeting Abstracts* (Vol. 1, p. 02).
- Gueymard, C. A., Myers, D. R. (2008). Solar radiation measurement: progress in radiometry for improved modeling. In *Modeling Solar Radiation at the Earth's Surface* (pp. 1-27). Springer Berlin Heidelberg.
- Gueymard, C. A., Myers, D. R. (2009). Evaluation of conventional and high-performance routine solar radiation measurements for improved solar resource, climatological trends, and radiative modeling. *Solar Energy*, 83 (2), 171-185.
- Gulbrandsen, A. (1978) On the use of pyranometers in the study of spectral solar radiation and atmospheric aerosols. *J. Appl. Meteor.*, 17, 899-904.

- Habte, A., Sengupta, M. és Reda, I. (2015). A Method to Estimate Uncertainty in Radiometric Measurement Using the Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement (GUM) Method; NREL (National Renewable Energy Laboratory) No. NREL/PO-5D00-63900, Golden, CO
- Haddad, K., Pirozzi, J., McPherson, G., Zaman, M., Rahman, A., Kuczera, G. (2009). Regional flood estimation technique for NSW: application of generalised least squares quantile regression technique.
- Haddad, K., Rahman, A., Stedinger, J. R. (2012). Regional flood frequency analysis using Bayesian generalized least squares: a comparison between quantile and parameter regression techniques. *Hydrological Processes*, 26 (7), 1008-1021.
- Haeffelin, M., Kato, S., Smith, A. M., Rutledge, C. K., Charlock, T. P., Mahan, J. R. (2001). Determination of the thermal offset of the Eppley precision spectral pyranometer. *Applied optics*, 40 (4), 472-484.
- Hastie T., Tibshirani R. and Friedman J. 2009: The Elements of Statistical Learning: Data Mining, Inference and Prediction. Second edition, Springer-Verlag New York, p 745
- HelioClim (2012) HelioClim server. Centre Energetique et Procèdes of Ecole des Mines de Paris.
<http://www.helioclim.org/heliosat/index.html> (elérve: 2015.12.15)
- International Organization for Standardization (1990): Solar Energy – Specification and Classification of Instruments for Measuring Hemispherical Solar and Direct Solar Radiation. ISO 9060, Genf
- International Organization for Standardization (1992) Solar energy – Calibration of field pyranometer by comparison to a reference pyranometer. ISO9847
- International Organization for Standardization (1993a) Solar energy – Calibration of a pyranometer using a pyrhelimeter. ISO9846
- International Organization for Standardization (2008). Guide 100-2008: Evaluation of Measurement Data – Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement. Comité International des Poids et Mesures.
- Jagger, T. H., Elsner, J. B. (2009). Modeling tropical cyclone intensity with quantile regression. *International Journal of Climatology*, 29 (10), 1351.
- Janjai, S., Laksanaboonsong, J., Nunez, M., Thongsathitya, A. (2005). Development of a method for generating operational solar radiation maps from satellite data for a tropical environment. *Solar Energy*, 78 (6), 739-751.
- Janjai, S. (2010). A method for estimating direct normal solar irradiation from satellite data for a tropical environment. *Solar Energy*, 84 (9), 1685-1695.
- Ji, Q. (2007). A method to correct the thermal dome effect of pyranometers in selected historical solar irradiance measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24 (3), 529-536.
- Ji, Q., Tsay, S. C. (2000). On the dome effect of Eppley pyrgeometers and pyranometers. *Geophysical research letters*, 27 (7), 971-974.

- Jiang, Y. (2009). Computation of monthly mean daily global solar radiation in China using artificial neural networks and comparison with other empirical models. *Energy*, 34 (9), 1276-1283.
- Journée, M., Bertrand, C. (2011). Quality control of solar radiation data within the RMIB solar measurements network. *Solar Energy*, 85 (1), 72-86.
- Kashyap, Y., Bansal, A., Sao, A. K. (2015). Solar radiation forecasting with multiple parameters neural networks. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 49, 825-835.
- Kato, S., Ackerman, T. P., Dutton, E. G., Laulainen, N., Larson, N. (1999). A comparison of modeled and measured surface shortwave irradiance for a molecular atmosphere. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 61 (4), 493-502.
- Katsaros, K. B., Devault, J. E. (1986). On irradiance measurement errors at sea due to tilt of pyranometers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 3 (4), 740-745.
- Khorasanizadeh, H., Mohammadi, K. (2016). Diffuse solar radiation on a horizontal surface: Reviewing and categorizing the empirical models. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 53, 338-362.
- King, D.L.; Myers, D.R. (1997). Silicon-Photodiode Pyranometers: Operational Characteristics, Historical Experiences, and New Calibration Procedures. *26th IEEE Photovoltaic Specialists Conference*, 1997.
- King, D.L.; Boyson, W.E.; Hansen, B.R. (1997). Improved accuracy for low-cost solar irradiance sensors. SAN-97-3175C, CONF-980735. Sandia National Laboratory
- Kipp & Zonen, (2013). Instruction Manual – CMP series Pyranometer – CMA series Albedometer.
<http://www.kippzonen.com/Download/72/Manual-Pyranometer-CMP-series-English>,
 (elérve:2015.10.8.)
- Kirkup, L. és Frenkel, R. B. (2006). An Introduction to Uncertainty in Measurement: Using the GUM (Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement). Cambridge University Press.
- Koenker, R., (2005). Quantile Regression. Cambridge University Press
- Koenker, R., Bassett Jr, G. (1978). Regression quantiles. *Econometrica: journal of the Econometric Society*, 33-50.
- Koenker, R. and Park, B.J. (1994). An Interior Point Algorithm for Nonlinear Quantile Regression, *Journal of Econometrics*, 71 (1-2): 265-283.
- Koenker, R., Schorfheide, F. (1994). Quantile spline models for global temperature change. *Climatic Change*, 28 (4), 395-404.
- König-Langlo, G., Sieger, R., Schmithüsen, H., Bücken, A., Richter, F., Dutton, E. (2013). The baseline surface radiation network and its World radiation monitoring centre at the Alfred Wegener Institute. *WCRP Report*, (WCRP-2).

- Kratzenberg, M. G., Beyer, H. G., Colle, S., Albertazzi, A. (2006). Uncertainty calculations in pyranometer measurements and application. In *ASME 2006 International Solar Energy Conference* (pp. 689-698). American Society of Mechanical Engineers.
- Lee, K., Baek, H. J., Cho, C. (2013). Analysis of changes in extreme temperatures using quantile regression. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49 (3), 313-323.
- Leider, J. (2012). A Quantile Regression Study of Climate Change in Chicago, 1960-2010. *Department of Mathematics, Statistics and Computer Science, University of Illinois, Chicago*.
- Lester, A. és Myers, D. R. (2006). A method for improving global pyranometer measurements by modeling responsivity functions. *Solar Energy*, 80 (3), 322-331.
- Long, C. N. and Ackerman, T. P. (2000). Identification of Clear Skies from Broadband Pyranometer Measurements and Calculation of Downwelling Shortwave Cloud Effects. *Journal of Geophysical Research*, 105, 15609-15626
- Long, C. N., Younkin, K. és Powell, D., M. (2001) Analysis of the Dutton et al. IR Loss Correction Technique Applied to ARM Diffuse SW Measurements. . In *Proceedings of the Eleventh Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting, ARM-CONF-2001*. U.S. Department of Energy, Washington, D.C.
- Long, C. N., and Dutton, E. G. (2002): BSRN Global Network recommended QC tests, V2.0.
<http://hdl.handle.net/10013/epic.38770.d001>. elérve: 2015.10.30.
- Long, C. N., és Shi, Y. (2008). An automated quality assessment and control algorithm for surface radiation measurements. *The Open Atmospheric Science Journal*, 2 (1).
- Long, C. N., Bucholtz, A., Jonsson, H., Schmid, B., Vogelmann, A. M., Wood, J. (2010). A method of correcting for tilt from horizontal in downwelling shortwave irradiance measurements on moving platforms. *Open Atmos. Sci. J*, 4, 78-87.
- Major, Gy. (1978) Az új sugárzási skála és a világ sugárzási adatainak egységessége. *Időjárás* 82, 230-232.
- Major, Gy. (1980) A meteorológiai sugárzástan gyakorlata. Tankönyvkiadó, Budapest
- Major, Gy. (2013) Áttekintés a hazai pirheliométeres tevékenység évszázadáról. *Légekör* 58 (2), 65-71.
- Makra, L., Matyasovszky, I. (2011). Assessment of the daily ragweed pollen concentration with previous-day meteorological variables using regression and quantile regression analysis for Szeged, Hungary. *Aerobiologia*, 27 (3), 247-259.
- Malmstadt, J. C., Elsner, J. B., Jagger, T. H. (2010). Risk of strong hurricane winds to Florida cities. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49 (10), 2121-2132.

- Martínez, M. A., Andújar, J. M., és Enrique, J. M. (2009). A new and inexpensive pyranometer for the visible spectral range. *Sensors*, 9 (6), 4615-4634.
- Martins, F. R., Pereira, E. B., és Abreu, S. L. (2007). Satellite-derived solar resource maps for Brazil under SWERA project. *Solar Energy*, 81 (4), 517-528.
- Marzban, C. (2003). Quantile Regression. *Applied Physics Lab., Department of Statistics, Univ. of Washington, Seattle, WA, USA*, 98195.
- Maxwell, E., Wilcox, S., Rymes, M. (1993). Users manual for serial qc software, assessing the quality of solar radiation data. *Solar Energy Research Institute, Golden, CO*
- McArthur, L. J. B. (2005). Baseline Surface Radiation Network (BSRN). Operations Manual. Version 2.1. WCRP-121, WMO/TD-No. 1274.
- McMillen, D. P. (2012). *Quantile regression for spatial data*. Springer Science & Business Media.
- McSharry, P. E. (2006). Assessing photovoltaic performance using local linear quantile regression. *Proceedings of Energy and Power Systems*, 165-169.
- Meinshausen, N. (2006). Quantile regression forests. *The Journal of Machine Learning Research*, 7, 983-999.
- Michalsky, J. J., Harrison, L. C., Berkheiser, W. E. (1995). Cosine response characteristics of some radiometric and photometric sensors. *Solar Energy*, 54 (6), 397-402.
- Michalsky, J., Dutton, E., Rubes, M., Nelson, D., Stoffel, T., Wesley, M., Splitt, M., DeLuisi, J. (1999). Optimal measurement of surface shortwave irradiance using current instrumentation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(1), 55-69.
- Mirás-Avalos, J. M., Rodríguez-Gómez, B. A., del Carmen Meizoso-López, M., Sande-Fouz, P., González-García, M. Á., Paz-González, A. (2012). Data quality assessment and monthly stability of ground solar radiation in Galicia (NW Spain). *Solar Energy*, 86 (12), 3499-3511.
- Monteiro, A., Carvalho, A., Ribeiro, I., Scotto, M., Barbosa, S., Alonso, A., Baldasano, J. M., Pay, M. T., Miranda, A. I., Borrego, C. (2012). Trends in ozone concentrations in the Iberian Peninsula by quantile regression and clustering. *Atmospheric Environment*, 56, 184-193.
- Moradi, I. (2009): Quality control of global solar radiation using sunshine duration hours. *Energy* 34, 1–6.
- Möser, W., és Raschke, E. (1984). Incident solar radiation over Europe estimated from Meteosat data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23 (1), 166-170.
- Moussu G., Diabate L., Obrecht D. and Wald L. (1989) A method for the mapping of the apparent ground brightness using visible images from geostationary satellites. *Int. J. Remote Sensing* 10 (7), 1207–1225

- Munir, S., Chen, H., Ropkins, K. (2011). An investigation into the association of ozone with traffic-related air pollutants using a quantile regression approach. *2011b. Environmental Health Risk and Biomedicine*, 15, 21e32.
- Munir, S., Chen, H., Ropkins, K. (2012). Modelling the impact of road traffic on ground level ozone concentration using a quantile regression approach. *Atmospheric Environment*, 60, 283-291.
- Myers, D., Stoffel, T.L., Andreas, A., Wilcox, S., Reda, I. (2000) *Improved Radiometric Calibrations and Measurements for Evaluating Photovoltaic Devices*. NREL/TP-520-28941. Golden, CO, National Renewable Energy Laboratory, 43 pp. www.nrel.gov/docs/fy01osti/28941.pdf (elérve: 2015.10.17)
- Myers, D. R., Stoffel, T. L., Reda, I., Wilcox, S. M., és Andreas, A. M. (2002). Recent progress in reducing the uncertainty in and improving pyranometer calibrations. *Journal of solar energy engineering*, 124 (1), 44-50.
- Myers, D. R., Reda, I. M., Wilcox, S. M., Stoffel, T. L. (2004). Uncertainty analysis for broadband solar radiometric instrumentation calibrations and measurements: an update. In *World Renewable Energy Congress VIII, Denver, CO*.
- Myers, D. R. (2013). *Solar radiation: practical modeling for renewable energy applications*. CRC Press.
- Nielsen, H. A., Madsen, H., Nielsen, T. S. (2006). Using quantile regression to extend an existing wind power forecasting system with probabilistic forecasts. *Wind Energy*, 9 (1-2), 95-108.
- Ohmura, A., Gilgen, H., Hegner, H., Müller, G., Wild, M., Dutton, E. G., Forgan, B., Fröhlich, C., Philipona, R., Heimo, A., König-Langlo, G., McArthur, B., Pinker, R., Whitlock, C., H. és Dehne, K. (1998). Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for climate research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79 (10), 2115-2136. doi:10.1175/1520-0477(1998)079<2115:BSRNBW>2.0.CO;2.
- Németh, P., Tóth, Z., Nagy, Z., (1996). Effect of weather conditions on UV-B radiation reaching the earth's surface. *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology* 32, 177-181.
- Nunez, M. (1993). The development of a satellite-based insolation model for the tropical western Pacific Ocean. *International Journal of Climatology*, 13 (6), 607-627.
- Palmen, L. B., Weeks, W. D., Kuczera, G. (2011). Regional flood frequency for Queensland using the quantile regression technique. *Australian Journal of Water Resources*, 15 (1), 47.
- Paulescu, M., Paulescu, E., Gravila, P., Badescu, V. (2012). Weather modeling and forecasting of PV systems operation. Springer Science & Business Media.

- Perez, R., Ineichen, P., Moore, K., Kmiecik, M., Chain, C., George, R., és Vignola, F. (2002). A new operational model for satellite-derived irradiances: description and validation. *Solar Energy*, 73 (5), 307-317.
- Philipona, R. (2002). Underestimation of solar global and diffuse radiation measured at Earth's surface. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 107 (D22), ACL-15.
- Pinker, R. T., Frouin, R., Li, Z. (1995). A review of satellite methods to derive surface shortwave irradiance. *Remote Sensing of Environment*, 51 (1), 108-124.
- Polo, J. (2015). Solar global Horizontal and direct normal irradiation Maps in Spain derived from geostationary Satellites. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*.
- Quesada, B., Vautard, R., Yiou, P., Hirschi, M., Seneviratne, S. I. (2012). Asymmetric European summer heat predictability from wet and dry southern winters and springs. *Nature Climate Change*, 2 (10), 736-741.
- Rahman, A. (2005). A quantile regression technique to estimate design floods for ungauged catchments in south-east Australia. *Australian Journal of Water Resources*, 9 (1), 81.
- Rahman, A., Haddad, K., Zaman, M., Kuczera, G., Weinmann, P. E. (2010). Design flood estimation in ungauged catchments: a comparison between the probabilistic rational method and quantile regression technique for NSW. *Australian Journal of Water Resources*, 14(2), 127.
- Rauch, A., González, J. A., Calbó, J. (2007). Effects of solar height, cloudiness and temperature on silicon pyranometer measurements. *Journal edited by ACAM (Associació Catalana de Meteorologia)*, 4, 11-18.
- Ramanathan, V. (1987). The role of earth radiation budget studies in climate and general circulation research. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 92 (D4), 4075-4095.
- Reda, I. (1998). Improving the accuracy of using pyranometers to measure the clear sky global solar irradiance. National Renewable Energy Laboratory.
- Reda, I. (2011). Method to calculate uncertainties in measuring shortwave solar irradiance using thermopile and semiconductor solar radiometers. *Contract*, 303, 275-3000.
- Reda, I., Hickley, J., Long, C., Myers, D., Stoffel, T., Wilcox, S., Michalsky, J., Dutton, E., G., és Nelson, D. (2005) Using a blackbody to calculate net longwave responsivity of shortwave solar pyranometers to correct for their thermal offset error during outdoor calibration using the component sum method. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 22, 1531-1540.
- Reda, I.M.; Myers, D.R.; Stoffel, T.L. (2008). Uncertainty Estimate for the Outdoor Calibration of Solar Pyranometers: A Metrologist Perspective. NCSLI Measure, *The Journal of Measurement Science*; 3 (4), pp. 58-66.

- Reich, B. J., Fuentes, M., Dunson, D. B. (2011). Bayesian spatial quantile regression. *Journal of the American Statistical Association*, 106 (493).
- Rigollier, C., Bauer, O., Wald, L. (2000). On the clear sky model of the ESRA—European Solar Radiation Atlas—with respect to the Heliosat method. *Solar energy*, 68 (1), 33-48.
- Rigollier, C., Lefèvre, M., Wald, L. (2004). The method Heliosat-2 for deriving shortwave solar radiation from satellite images. *Solar Energy*, 77 (2), 159-169.
- Riihimäki, L. és Vignola, F. (2008). Establishing a consistent calibration record for Eppley PSPs. In *Proceedings of the Solar 2008 Conference*, American Solar Energy Society, San Diego, CA.
- Roesch, A., Wild, M., Ohmura, A., Dutton, E. G., Long, C. N., Zhang, T. (2011). Assessment of BSRN radiation records for the computation of monthly means. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4 (2), 339-354.
- Romero, J., Fox, N. P. és Fröhlich, C. (1991). First comparison of the solar and an SI radiometric scale. *Metrologia*, 28 (3), 125.
- Romero, J., Fox, N. P. és Fröhlich, C. (1995). Improved comparison of the World Radiometric Reference and the SI radiometric scale. *Metrologia*, 32 (6), 523.
- Roscoe, K. L., Weerts, A. H., Schroevers, M. (2012). Estimation of the uncertainty in water level forecasts at ungauged river locations using quantile regression. *International journal of river basin management*, 10 (4), 383-394.
- Rüedi, I. és Finsterle, W. (2005). The World Radiometric Reference and its quality system. In *Proc. WMO Tech. Conf. on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2005), Instruments and Observing Methods*, Bucharest, Romania, Government of Romania, Rep (Vol. 82, pp. 434-436).
- Schillings, C., Mannstein, H., és Meyer, R. (2004). Operational method for deriving high resolution direct normal irradiance from satellite data. *Solar Energy*, 76 (4), 475-484.
- Sen, Z. (2008). *Solar energy fundamentals and modeling techniques: atmosphere, environment, climate change and renewable energy*. Springer Science & Business Media.
- Sengupta, M., Gotseff, P. és Stoffel, T. (2012) Evaluation of Photodiode and Thermopile Pyranometers for Photovoltaic Applications. *27th European Photovoltaic Solar Energy Conference and Exhibition*. Frankfurt, Germany, September 24–28, 2012. www.nrel.gov/docs/fy12osti/56540.pdf (elérve: 2015.10.17)
- Sengupta, M., Habte, A., Kurtz, S., Dobos, A., Wilbert, S., Lorenz, E., Stoffel, T., Renné, D., Gueymard, C., Myers, D., Wilcox, S., Blanc, P. és Perez, R. (2015). *Best Practices Handbook for the Collection and Use of Solar Resource Data for Solar Energy Applications*. NREL/TP-5D00-63112, Golden, CO, National Renewable Energy Laboratory www.nrel.gov/docs/fy15osti/63112.pdf (elérve: 2015.10.17)

- Shi, G. Y., Hayasaka, T., Ohmura, A., Chen, Z. H., Wang, B., Zhao, J. Q., Che, H. Z. és Xu, L. (2008). Data quality assessment and the long-term trend of ground solar radiation in China. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47 (4), 1006-1016.
- Sousa, S. I. V., Pires, J. C. M., Martins, F. G., Pereira, M. C., Alvim-Ferraz, M. C. M. (2009). Potentialities of quantile regression to predict ozone concentrations. *Environmetrics*, 20 (2), 147-158.
- Spencer, J. W. (1971). Fourier Series Representation of the Position of the Sun, *Search*, Vol 2., p.172
- Stoffel, T. L., Reda, I., Myers, D. R., Renne, D., Wilcox, S. W., Treadwell, J. (1999). Current Issues in Terrestrial Solar Radiation Instrumentation for Energy, Climate and Space Applications Preprint prepared for New RAD'99 (No. NREL/CP-560-27094). National Renewable Energy Lab., Golden, CO (US).
- Stoffel, T., Renné, D., Myers, D., Wilcox, S., Sengupta, M., George, R., Turchi, C. (2010) Best Practices Handbook for the Collection and Use of Solar Resource Data. NREL/TP-550-47465, Golden, CO, National Renewable Energy Laboratory www.nrel.gov/docs/fy10osti/47465.pdf (elérve: 2015.10.17)
- Stone, M. (1974). Cross-validatory choice and assessment of statistical predictions, *Journal of the Royal Statistical Society Series B* 36, 111–147.
- Stoner, A. M., Hayhoe, K., Yang, X., Wuebbles, D. J. (2013). An asynchronous regional regression model for statistical downscaling of daily climate variables. *International Journal of Climatology*, 33 (11), 2473-2494.
- Tang, W., Yang, K., He, J., Qin, J. (2010). Quality control and estimation of global solar radiation in China. *Solar Energy*, 84 (3), 466-475.
- Tareghian, R., Rasmussen, P. (2013). Analysis of Arctic and Antarctic sea ice extent using quantile regression. *International Journal of Climatology*, 33 (5), 1079-1086.
- Teke, A., Yıldırım, H. B., és Çelik, Ö. (2015). Evaluation and performance comparison of different models for the estimation of solar radiation. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 50, 1097-1107.
- Timofeev, A. A., Sterin, A. M. (2010). Using the quantile regression method to analyze changes in climate characteristics. *Russian Meteorology and Hydrology*, 35 (5), 310-319.
- Ul-Saufie, A., Yahya, A., Ramli, N., Hamid, H. (2012). Future PM10 Concentration Prediction Using Quantile Regression Models. In *International Conference on Environmental and Agriculture Engineering*, IACSIT Press, Singapore (Vol. 37).
- Velmre, E. (2007) Thomas Johann Seebeck (1770-1831). *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Engineering*. Vol. 13. No. 4. Estonian Academy publishers
- Vignola, F., Long, C., Reda, I. (2007) Evaluation of Methods to Correct for IR Loss in Eppley PSP Diffuse Measurements. *Proceeding SPIE conference*, San Diego (2007)
- Vignola, F., Long, C., Reda, I., (2008) Modeling IR Radiative Loss from Eppley PSP Pyranometers. *Proceeding SPIE conference*, San Diego

- Vignola, F., Long, C. N., Reda, I. (2009). Testing a model of IR radiative losses. In *SPIE Solar Energy+ Technology*. International Society for Optics and Photonics.
- Vignola, Frank, Joseph Michalsky, and Thomas Stoffel. (2012) Solar and infrared radiation measurements. CRC Press
- Vonder Haar T, Raschke E, Bandeen W, Pasternak M (1973) Measurements of solar energy reflected by the earth and atmosphere from meteorological satellites. *Solar Energy* 14, 175–184
- Vuilleumier, L., Hauser, M., Félix, C., Vignola, F., Blanc, P., Kazantzidis, A., Calpini, B. (2014). Accuracy of ground surface broadband shortwave radiation monitoring. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119 (24), 13-838. doi:10.1002/2014JD022335
- Wagner, H. M. (1959). Linear programming techniques for regression analysis. *Journal of the American Statistical Association*, 54 (285), 206-212.
- Wardle, D.I., Dahlgren, L., Dehne, K., Liedquist, J.L., McArthur, L.J.B., Miyake, Y., Motshka, O., Velds, C.A., Wells, C.V. (1996) Improved measurement of solar irradiance by means of detailed pyranometer characterisation, International Energy Agency, Tech. Rep. SHCP Task 9C-2
- Wardle, D. I. és Barton, D. V. (1988) Zero offsets in pyranometer signals related to longwave radiation, temperature change and ventilation and some implications regarding measurement uncertainty. Atmospheric Environmental Services, Canada, Internal Report ARPD 129X52, p 36.
- Waliser, D. E., Collins, W. D., Anderson, S. P. (1996): An estimate of the surface shortwave cloud forcing over the western Pacific during TOGA COARE, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 519-522.
- Wasko, C., és Sharma, A. (2014). Quantile regression for investigating scaling of extreme precipitation with temperature. *Water Resources Research*, 50 (4), 3608-3614.
- Weerts, A. H., Winsemius, H. C., és Verkade, J. S. (2011). Estimation of predictive hydrological uncertainty using quantile regression: examples from the National Flood Forecasting System (England and Wales). *Hydrology and Earth System Sciences*, 15,(1).
- Wendisch, M., Müller, D., Schell, D., Heintzenberg, J. (2001). An airborne spectral albedometer with active horizontal stabilization. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18 (11), 1856-1866.
- Wilcox, S., Myers, D., Al-Abbadi, N., Mahfoodh, M. B. (2001). Improving global solar radiation measurements using zenith angle dependent calibration factors. In *Forum-Proceeding* (pp. 267-272). American Solar Energy Soc & the American Institute of Architects.
- Wilcox, S., Myers, D., Reda, I. (2002). Deriving a latitude-optimized pyranometer calibration factor. In *Proceedings of the Solar Conference* (pp. 323-328). American Solar Energy Society, American Institute of Architects.
- Wilcox, S. M., McCormack, P. (2011). *Implementing Best Practices for Data Quality Assessment of the National Renewable Energy Laboratory's Solar Resource and Meteorological Assessment Project*. National Renewable Energy Laboratory (NREL), Golden, CO..

- WMO (1979) Technical Regulations, WMO-No. 49, Geneva
- World Meteorological Organization (1986) Revised Instructional Manual On Radiation Instruments and Measurements. World Climate Research Programme Publications Series No. 7, WMO/TD No. 149, Geneva
- World Meteorological Organization (2008). WMO Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation: WMO No. 8. 7th edition. Geneva, Switzerland.
http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/documents/gruanmanuals/CIMO/CIMO_Guide-7th_Edition-2008.pdf (elérve: 2015.10.8)
- Yadav, A. K., és Chandel, S. S. (2014). Solar radiation prediction using Artificial Neural Network techniques: A review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 33, 772-781.
- Younes, S., Claywell, R., Muneer, T. (2005): Quality control of solar radiation data: present status and proposed new approaches. *Energy* 30, 1533–1549.
- Younkin, K., Long, C. N. (2003). Improved correction of IR loss in diffuse shortwave measurements: An ARM value-added product. Pacific Northwest National Laboratory.
- Zelenka, A., Perez, R., Seals, R., és Renné, D. (1999). Effective accuracy of satellite-derived hourly irradiances. *Theoretical and applied climatology*, 62 (3-4), 199-207.