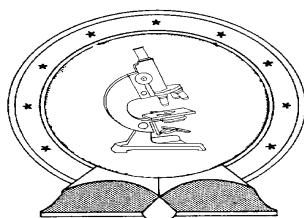


DE TTK



1949

**A VÁROSI HŐSZIGET-INTENZITÁS JELLEMZÉSE,
STATISZTIKUS MODELLEZÉSE DEBRECEN ÉS
BEREGSZÁSZ PÉLDÁJÁN**

Egyetemi doktori (PhD) értekezés

szerző neve: László Elemér

témavezető neve: Dr. habil. Szegedi Sándor

DEBRECENI EGYETEM

Természettudományi Doktori Tanács

Földtudományok Doktori Iskola

Debrecen, 2017

Készült

a Debreceni Egyetem Földtudományok Doktori Iskolája Tájvédelem és
éghajlat programja keretében.

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

Debrecen, 2017. június 1.

László Elemér

a jelölt aláírása

*Tanúsítom, hogy László Elemér doktorjelölt 2009–2015 között a fent
megnevezett Doktori Iskola Tájvédelem és éghajlat programjának keretében
irányításommal végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a
jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés
elfogadását javasolom.*

Debrecen, 2017. június 1.

Dr. habil. Szegedi Sándor

a témavezető aláírása

**A VÁROSI HŐSZIGET-INTENZITÁS JELLEMZÉSE,
STATISZTIKUS MODELLEZÉSE DEBRECEN ÉS BEREGSZÁSZ
PÉLDÁJÁN**

Értekezés a doktori (PhD) fokozat megszerzése
érdekében a földtudományok tudományágban

Írta: László Elemér
okleveles földrajz-történelem tanár és gazdasági ismeretek
tanára

Készült a Debreceni Egyetem Földtudományok Doktori
Iskolája (Tájjvédelem és éghajlat programja) keretében

Témavezető: Dr. habil. Szegedi Sándor

A doktori szigorlati bizottság:

elnök:	Prof. Dr. Csorba Péter	
tagok:	Dr. habil. Makra László	
	Dr. Fazekas István.....	

A doktori szigorlat időpontja: .

Az értekezés bírálói:

Dr.		
Dr.		
Dr.		

A bírálóbizottság:

elnök:	Dr.		
tagok:	Dr.		
	Dr.		
	Dr.		
	Dr.		

Az értekezés védésének időpontja: 2017.

TARTALOMJEGYZÉK

Jelölések és rövidítések magyarázatai	viii
BEVEZETÉS	1
CÉLKITŰZÉSEK	3
1. SZAKIRODALMI ÁTTEKINTÉS	4
1.1. A VÁROSKLÍMA KIALAKULÁSÁNAK FŐBB OKAI	4
1.1.1. Sugárzásforgalom megváltozása	4
1.1.2. Energiaegyenleg módosulása	5
1.1.3. Az evapotranszspiráció megváltozása	7
1.1.4. A hőmérséklet módosulása a városban	8
1.2. A VÁROSKLÍMA ELHELYEZKEDÉSE TÉRBEN ÉS IDŐBEN	9
1.3. A VÁROSI HŐSZIGET KONTROLLÁLÓ TÉNYEZŐI.	11
1.3.1. A város mérete.	13
1.3.2. A földrajzi helyzet és topográfia	14
1.3.3. A városi építészet és geometria módosítható tényezők	15
1.3.4. Az időjárás mint változékony befolyásoló tényező.	19
1.3.5. Antropogén hőtermelés mint módosítható tényező.	22
1.4. A VÁROSI HŐSZIGET BECSLÉSE ÉS MODELLEZÉSE	24
1.4.1 Az UHI időbeli változásának a vizsgálata statisztikai és projektív módszerekkel	26
1.4.2. A klímaváltozás és városi hősziget különböző projekciók alapján	27
1.5. A VÁROSI HŐSZIGET KUTATÁSA EURÓPÁBAN	28
2. MÓDSZEREK ÉS ELJÁRÁSOK	33
2.1. A VIZSGÁLT TERÜLET	33
2.1.1. Földrajzi fekvés	33
2.1.2. Éghajlati adottságok.	34
2.2. ALKALMAZOTT MÉRÉSI MÓDSZEREK	35
2.2.1. A hősziget kimutatása 2005-ben és 2010-ben mobil módszerrel Beregszászban	35
2.2.2. A lokális városi hősziget mérése 2012-2013 közötti időszakban, Beregszászban	36
2.2.3. A lokális városi hősziget mérése 2010-2015 közötti időszakban, Debrecenben..	38
2.3. ALKALMAZOTT ELEMZÉSI MÓDSZEREK	39
2.3.1. Felszínparaméterek meghatározása Beregszászban	39
2.3.2. Az alkalmazott többszörös regressziós statisztikai modell	43
2.3.3. Trend és töréspont vizsgálat alkalmazása	44
2.3.4. A wavelet-analízis módszere.	45
3. EREDMÉNYEK	47
3.1. BEREGSZÁSZI HŐSZIGET STATISZTIKUS MODELLEZÉSE.	47
3.1.1. A nempárologtató felszínek aránya és az UHI közötti kapcsolat	47
3.1.2. A hősziget-intenzitás és a felszíngeometria kapcsolata	53
3.1.3. A beregszászi UHI becslő modellje	59
3.2. A LOKÁLIS VÁROSI HŐSZIGET DINAMIKÁJA BEREGSZÁSZBAN	60

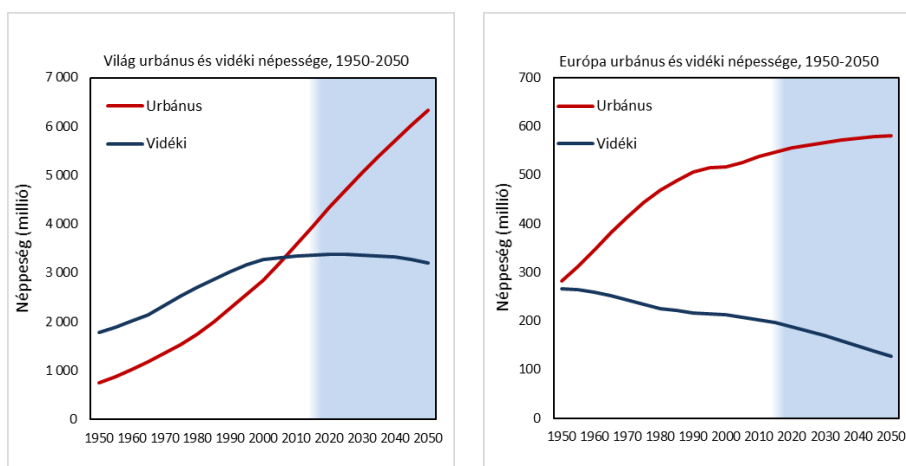
3.2.1. <i>A beregszászi lokális hősziget-intenzitás (BUHI) szezonális változása</i>	63
3.2.2. <i>A beregszászi lokális hősziget-intenzitás empirikus modellje</i>	69
3.3. DEBRECEN VÁROS ÉS KÖRNYEZETE KÖZÖTTI ELTÉRÉSEK.	74
3.3.1. <i>A debreceni lokális hősziget-intenzitás jellemzői</i>	74
3.2.2. <i>A városi és vidéki levegőnedvesség szezonális változása</i>	83
3.2.3 <i>A szélsőbesség módosulása Debrecen városában</i>	85
3.2.4 <i>A debreceni lokális hősziget statisztikai és dinamikus jellemzői</i>	87
3.4. A HŐSZIGET-INTENZITÁS EMPIRIKUS KRITÉRIUMRENDSZERÉNEK ALKALMAZÁSA DEBRECENRE.	88
3.4.1. <i>A hősziget kifejlődése számára kedvező feltételek változékonysága</i>	91
3.3.3. <i>A lineáris trendek és töréspontok realitásának összevetése, illeszkedésvizsgálat</i>	97
3.5. ÉGHAJLATI VÁLTOZÉKONYSÁG ÉS AZ AMC KÖZÖTTI KAPCSOLAT	98
3.5.1. <i>A távkapcsolati háttér elemzése</i>	99
3.5.2. <i>Kereszt wavelet analízis eredménye</i>	102
3.6. A KUTATÁSI EREDMÉNYEK HASZNOSSÁGA	104
ÖSSZEFOGLALÁS	105
SUMMARY	108
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS	111
PUBLIKÁCIÓS JEGYZÉK	112
FELHASZNÁLT IRODALOM	115
ÁBRÁK JEGYZÉKE	126
TÁBLÁZATOK JEGYZÉKE	130
MELLÉKLET	132

JELÖLÉSEK ÉS RÖVIDÍTÉSEK MAGYARÁZATAI

AMO	Agrometeorológiai Obszervatórium (Debrecen)
UCL	városi tetőréteg és lombkorona szint (Urban Canopy Level)
UHI	városi hősziget (Urban Heat Island)
UH _I	városi hősziget intenzitás (Urban Heat Island intensity)
SUHI	felszíni városi hősziget (Surface Urban Heat Island)
CLUHI	városi hősziget a tetőrétegben (Canopy Layer Urban Heat Island),
BLUHI	városi hősziget a határrétegben (Boundary Layer Urban Heat Island)
PCI	park hideg sziget (Park Cool Island)
SVF	égboltláthatóság index (Sky View Factor)
ÉTI	égbolttakarási index/horizont korlátozás
Δt	városi hősziget intenzitás (urban heat island intensity – UH _I)
QF	antropogén hőáram sűrűség
Q*	teljes sugárzási mérleg
Q _E	látens hőáram
Q _H	szenzibilis hő-transzport
Q _G	a vertikális hőáram a természetes felszín felett
ΔQ_S	az épületek (szenzibilis) hőtárolási fluxus
VIF	variancia inflációs tényező (Variance Inflation Factor)
NOA	észak-atlanti oszcilláció (North Atlantic Oscillation)
EA	kelet-atlanti oszcilláció (East Atlantic Oscillation)
SCA	skandináv oszcilláció (Scandinavian Oscillation)
EA/WR	kelet-atlanti – nyugat-orosz oszcilláció (East Atlantic/Western Russian Oscillation)
CWT	folytonos wavelet transzformáció (Continuous wavelet transformation)
DWT	diszkrét wavelet transzformáció (Discrete wavelet transformation)
XWT	kereszt wavelet transzformáció (Cross wavelet transformation)

BEVEZETÉS

Globálisan több ember él városi területeken, mint a vidéki környezetben. Történelmi jelentőségű változás ment végbe 2007-ben, amikor a városi lakosság meghaladta a globális vidéki lakosságszámot, így a világ népessége nagyjából urbánussá vált. Az urbanizációs folyamat gyors ütemben ment végbe az utóbbi hat évtizedben. 1950-ben a világ lakosságának több mint kétharmada vidéki településeken élt, míg egyharmada városi lakóhelyeken. A legutóbbi adatok szerint 2014-ben a globális népesség 54 százaléka városi lett (UNITED NATIONS 2014). A projekciók alapján az urbánus lakosság várhatóan tovább fog növekedni, így a 21. század közepére a vidéken élők száma egyharmadára (34 százalékra) zsugorodik, míg a városi népesség kétharmadára (66 százalék) növekedhet, tehát az előrejelzések szerint 1950-től 2050-ig a globális vidéki-városi lakosság aránya megfordul (**1. ábra**).



1. ábra. Városi és vidéki népesség aránya a világon és Európában 1950-2050 között (megfigyelt népességnövekedés fehér alapon, modellezett növekedés kék alapon), (UNITED NATIONS 2014).

Európában az urbanizációs szint 2014-ben elérte a 73 százalékot, a projekciók szerint akár a 80%-ot is meghaladhatja 2050-re (UNITED NATIONS 2014). Ezek az információk kiemelik a városklíma-kutatás fontosságát, valamint előtérbe helyezik a klímaváltozás várható hatásának a vizsgálatát, hiszen az emberek túlnyomó részét sújtani fogja az urbánus éghajlat megváltozása. Az urbanizációs folyamatok következtében a városok kiterjedtsége nő, az utóbbi időszakban a szárazföldnek több mint 0,5%-át teszi ki. A Föld régiói közül Nyugat-Európa területén a legkiterjedtebb a városi típusú beépítettség aránya, amely 3,1%-ot tesz ki. Ez az

arány várhatóan a jövőben növekedni fog, hiszen a népesség nagy része urbánus környezetet választ majd lakóhelyül (SCHNEIDER ET AL. 2009).

A városi területek az ember által legsűrűbben lakottak, a hőmérsékleti viszonyok itt a természetes környezethez képest jelentősen különböznek, amely az emberi tevékenység következtében alakult ki. Azért választottam a város vizsgálatát, mert a végbemenő módosulások befolyásolják az emberek életét. Az urbánus területen élők nagy része a felszín közelében, úgynevezett városi tetőrétegben tölti az idejének nagyobb részét, így ez az egészségükre jelentős hatással bír (KETTERER & MATZARAKIS 2014). Az emberi komfortérzeten túl kialakult hőmérsékleti többlet befolyásolja az energiaszükségletet, amely kapcsolatban van a melegebb szezonban a hűtésigénnyel, míg a hidegebb félévben a fűtési szükséglettel (SANTAMOURIS ET AL. 2001), továbbá a városban meghatározza a biodiverzitást, valamint a szennyezőanyagok és betegségek terjedését is (WILBY 2002; GRIMM ET AL. 2008).

A természetes és a városi környezet között különbözőségek megértése megfelelő tapasztalati és gyakorlati tudást ad az urbánus területről. Ez lehetőséget ad arra, hogy a döntéshozók a városfejlesztésben figyelembe vegyék, alkalmazzák azokat a hasznos információkat, így csökkentve a negatív klimatológiai hatásokat. Az urbanizációs folyamat világméretű volumene felhívja a figyelmet az urbánus területek körütekintő tervezésének a fontosságára, így a várostervezők, klímakutatók eredményei előtérbe helyeződnek a városfejlesztők számára (MATZARAKIS 2010; UNGER ET AL. 2012).

A városban kialakuló hőtöbblet rendszeres monitorozása segít az urbánus felszín-légkör kölcsönhatás mélyebb megértéséhez. Egy átfogó meteorológiai adatbázis többletinformációt ad más típusú vizsgálatokhoz, mint az épületenergetika vagy a városökológia. Ezen kívül hasznos lehet a numerikus szimulációs eredmények értékeléséhez és verifikálásához, valamint az adott városra specifikált tapasztalati modellfejlesztés alapjául is szolgálhat.

Beregszász városklíma szempontjából kevésbé kutatott település közé tartozik. Az első terepi méréseket a II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola tanára Dr. Molnár József kezdte el, ezen időszak alatt csatlakoztam a mérési és kutatási kampányba. Alapvetően az UHI kialakulásának kedvező időjárási körülmények között tárták fel az UHI intenzitását és térbeli szerkezetét (MOLNÁR ET AL. 2006). Ezt követően az érdeklődésem intenzívebbé vált a téma iránt és tovább folytattam a kutatást, mégpedig a várostervezés számára kulcsfontosságú alapszolgáltatásokat (adatbázis, térkép, mobilmérések) hoztam létre, amivel hozzájárulhattam a város fejlesztéséhez, így segítve a döntéshozók munkáját.

A fentiekkel ellentétben Debrecen városklíma-kutatása nagy múltra tekint vissza, amelyet Dr. Berényi Dénes kezdett el 1928-ban. A vizsgálatok 1990-től folytatódtak a Debreceni Egyetem Meteorológiai Tanszék munkatársai által (JUSTYÁK & TAR 1994; KIRCSI & SZEGEDI 2003; SZEGEDI & KIRCSI 2003b; SZEGEDI ET AL. 2013). A doktori tanulmányok megkezdésekor csatlakoztam a Dr. Szegedi Sándor városklíma-kutató csoportjához, ami lehetőséget adott arra, hogy Debrecen városklímáját megismerjem és vizsgáljam.

CÉLKITŰZÉSEK

A kutatómunkában a következő célokat tűztem ki:

- i) a városi felszínparaméterek és a hősziget-intenzitás közötti kapcsolat feltárása Beregszászban;
- ii) a gyakorlatban alkalmazható empirikus becselőmodell építése (BHEM–beregyszászi hősziget-intenzitás empirikus modellje) a Beregszászban kialakuló hősziget térbeli predikciójára;
- iii) az időjárási tényezők hatásának vizsgálata a városi hősziget napi és éves változékonyságára Beregszász és Debrecen esetében;
- iv) a városi hősziget kialakulására kedvező meteorológiai feltételeinek meghatározása, empirikus kritériumrendszer kidolgozása;
- v) az UHI számára kedvező meteorológiai feltételek (AMC – advantageous meteorological conditions) növekedésének vagy csökkenésének kimutatása idősorlemeléssel;
- vi) a kedvező feltételek gyakoriságában a trendszerű változás vizsgálata;
- vii) az idősorokat viszonylag homogén, egymástól szignifikáns szakaszokra tagoló töréspontok kimutatása;
- viii) a hősziget számára kedvező feltételek gyakorisági idősorában a nagytérégi légköri cirkuláció változékonyság hatásainak megfigyelése.

1. SZAKIRODALMI ÁTTEKINTÉS

Ebben a fejezetben a dolgozat alapjaihoz tartozó ismereteket taglalom. A fejezet három részben a városklíma általános jellemzését, kifejlődését, modellezését mutatja be. A városi hőszigetre vonatkozó releváns irodalom értékelésénél törekedtem egy általános kép kialakítására az utóbbi időszakban megjelent tanulmányok alapján.

1.1. A VÁROSKLÍMA KIALAKULÁSÁNAK FŐBB OKAI

Ahhoz, hogy teljes képet kapjunk a városklíma és a hősziget kialakulási mechanizmusáról, át kell tekinteni alapvető egyenleteket, amelyek leírják a vizsgált jelenséget. Ezek közül rövid ismertetésre kerül a sugárzási- és az energiaforgalom-egyenlet, valamint összefoglalom a városklíma kialakulásához hozzájáruló tényezőket a városi határrétegben (UBL) és a városi tetőszint rétegben (UCL) (1. melléklet).

1.1.1. Sugárzásforgalom megváltozása

Egy felszín sugárzási egyenlegének a jellemzését, kicserélődés-folyamatát a teljes sugárzási mérleg, vagyis a bejövő és a kimenő sugárzási fluxus határozza meg. Ez a következő egyenlettel adható meg (UNGER & SÜMEGHY 2002):

$$Q^* = K^* + L^* = (K \downarrow - K \uparrow) + (L \downarrow - L \uparrow)$$

(1. egyenlet)

ahol Q^* a teljes sugárzási egyenleg, tehát a teljes (K^*) rövidhullámú sugárzási mérleg és (L^*) hosszúhullámú sugárzási mérleg összege. A rövid- és hosszúhullámú sugárzási egyenleg komponensei a ($K \downarrow$) felszín által kapott rövidhullámú (globális) és ($L \downarrow$) hosszúhullámú bejövő sugárzás, valamint a ($K \uparrow$) visszavert rövidhullámú és ($L \uparrow$) hosszúhullámú kisugárzás (OKE 1973; PROBÁLD 1974).

Az egyenlet érzékelteti, hogy a túlzott hőképződés a város beépített területein jellemző, hiszen az összetett városi geometria korlátozza a bejövő sugárzás diszperzióját, míg a vidéki felszínek felett ez nem valósul meg. Általában a hősziget számára fő forrást a bejövő sugárzás biztosít, kivételt képezhetnek sűrűn beépített és jelentős antropogén eredetű hőmennyiség kibocsátással rendelkező városrészek a téli évszakban (OKE 1987). A sugárzási egyenleg jól körülhatárolható paraméter, amelynek a bejövő komponense nem kontrollálható, míg a kimenő rövidhullámú

sugárzás befolyásolható világos színű, vagyis nagy albedó értékkel rendelkező felszínek alkalmazásával (AKBARI ET AL. 2012).

A hosszúhullámú sugárzási egyenleg (L^*) általában nagyobb a városi területeken a természetes felszínekhez képest. Ez annak köszönhető, hogy a visszavert hosszúhullámú sugárzást ($L\uparrow$) a beépítettség befolyásolja, így az újra abszorbeál a városi kanyonok felszínén, majd újra visszasugároz. A vidéki felszín esetében a hosszúhullámú kisugárzást nem befolyásolják az épületek, így nem verődnek vissza a felszín közelében. Tehát a városi és a vidéki felszínekről visszavert kimenő hosszúhullámú sugárzás ($L\uparrow$) eltérése szorosan összefügg a kifejlődött hősziget-erősségével. Megjegyzendő, hogy a rövidhullámú sugárzási komponens a város fölött elhelyezkedő aeroszol koncentráció redukálhatja, így csökken a város és a vidéki területek teljes sugárzási egyenlegeinek az eltérése (CHRISTEN & VOGT 2004).

1.1.2. Energiaegyenleg módosulása

Az urbánus és természetes felszínek közötti termikus és fizikai különbségek az energiaegyenleg eltérésében nyilvánulnak meg egy adott éghajlaton, egy adott városban (**2. ábra**). Az energiaegyenleg különböző sugárzási komponensekből tevődik össze, amelyet Oke (1987) következőképpen definiál:

$$Q^* + QF = QH + QE + \Delta QS + \Delta QA, \quad (2. \text{ egyenlet})$$

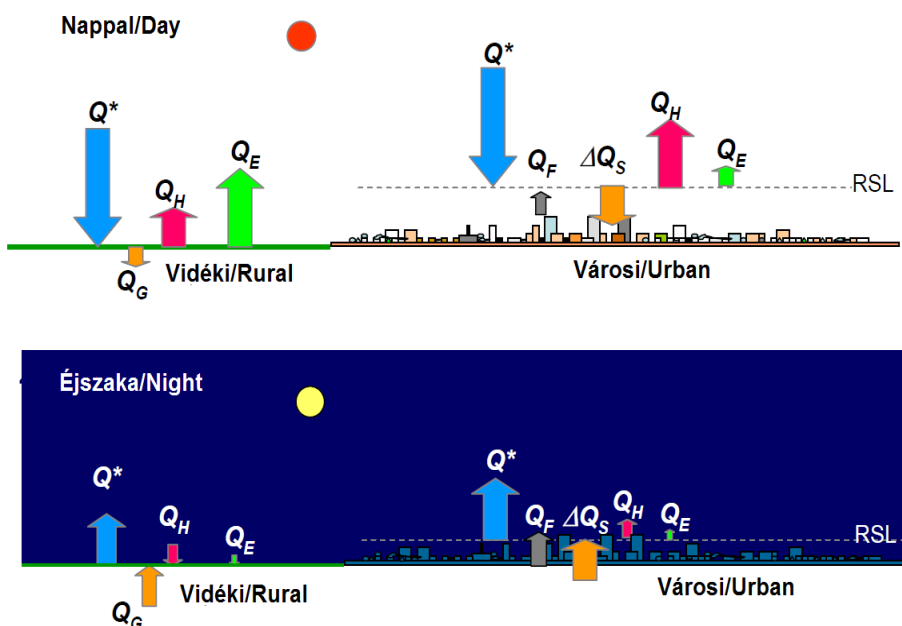
ahol Q^* az adott terület teljes sugárzási mérlege, továbbá a városi környezetben hozzáadódnak a QF antropogén eredetű hőforrások, melyek közlekedés, ipari termelés, fűtés/légkondicionálás, valamint más energia-felszabadítási folyamatok termékeként jutnak a városi légtérbe (LINDBERG ET AL. 2013). A QF értékét a lakosság átlagos energiafogyasztása és az adott város népsűrűsége határozza meg (*bővebben: 1.3.5. alfejezetben*) (QUAH & ROTH 2012).

A természetes felszín nappal energiabevételt kap a talajfelszín irányába, míg éjszaka veszteséget szenved a felszín irányából, ez a komponens a vertikális hőfluxus (Q_G). Mindkét felszíntípus esetében az energiaegyenlegben számolni kell látens QE és szenzibilis QH hőátalakulással. Látens hőáram a víz párolgása, valamint a csupasz talajfelszín és a növényzet evapotranszpiráció által elvont hőmennyiséget jelenti, ellenben a szenzibilis (érzékelhető) hővel, amely a levegő felmelegítésére fordítódik (OKE 1982).

Az energiaegyenlegben a ΔQS a városi felszín és épületek (szenzibilis) hőtárolásának változása az adott felszín fölött, míg ΔQA a szél által keltett horizontális irányú nettó

szenzibilis és látens hőszállítás fluxusát jelenti, egységnyi felületre vonatkoztatva (UNGER ET AL. 2012).

Az energiaforgalomban az urbánus felszín felett a turbulens szenzibilis hőáram fluxus az elsődleges, míg a vidéki felszín fölött a turbulens látens hőfluxus markánsabb. Természetesen ez kapcsolatban van a felszínek anyagi és hőtani jellemzőivel, valamint az adott felület, burkolat nedvességi szintjével. A természetes felszínek több nedvességet tárolnak, amely növeli az evaporációt és a transzspirációt, míg az urbánus területek nagy része nempárolgató felületekkel borított, ahol csekély a potenciális párolgás lehetősége. Az elővárosi területek (suburban) vonatkozásában a látens és a szenzibilis hőáram napi alakulásában és mértékében nagy eltéréseket nem mutattak ki, tehát városi és a vidéki területeken mért értékek között változik (HART & SAILOR 2009).



2. ábra. A városi és a vidéki energiaegyenleg-különbség RSL magasságban nappal és éjszakai időszakban, OKE (1986) nyomán. Jelölések: Q^* – teljes sugárzási mérleg; Q_F – antropogén eredetű hőforrás; Q_E – látens hőáram; Q_H – szenzibilis hőtranszport; Q_G – a vertikális hőáram a természetes felszín felett; ΔQ_S – az épületek (szenzibilis) hőtárolási fluxusa.

Az energiaegyenleg komponensei közül az épületek hőtárolási fluxusa (ΔQ_S) jelentősen meghatározza a hősziget-intenzitás napi menetét. Urbánus és rurális összevetésében a ΔQ_S mértéke és változása magasabb nappal és éjszaka egyaránt

az antropogén felszín fölött, ez az eltérő fizikai (hőkapacitás) és morfológiai tulajdonságok következménye. Tehát a jellemző karakterisztikus különbség jelentősen meghatározza a városi hősziget-intenzitás változását és mértékét, valamint a napi menetének viselkedését (OKE 1982; CHRISTEN & VOGT 2004).

1.1.3. Az evapotranszspiráció megváltozása

Az evapotranszspiráció általában alacsonyabb a városban, mint a vidéken. Ezt az eltérést a különböző típusú területhasználat eredményezi: természetes vegetációs felszínek nedvességtartalma jóval magasabb, mint a mesterséges urbánus felületeké. A városi területek rendelkeznek telepített növényzettel és csupasz talajfelszínnel, ami elősegíti az evaporáció és a transzspiráció megvalósulását a mélyebb talajrétegből, azonban a mértéke jóval alacsonyabb, mint a természetes területeké (LANDSBERG 1981).

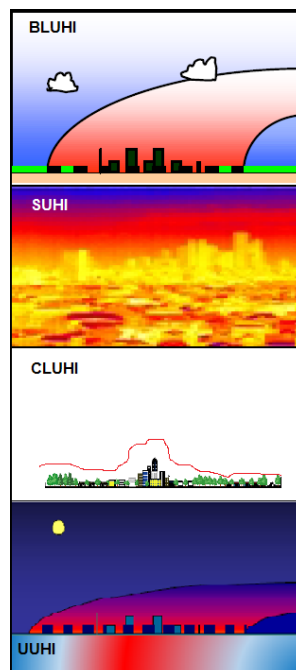
Az urbánus beépített felszíni karakterisztika nem tárolja a csapadékból származó vízmennyiséget, így heves záporok esetén az gyorsan elvezetődik a felszín alatti csatornákbá (UNGER ET AL. 2012). A folyamat következménye az alacsony evapotranszspiráció városi területen, mely energiatöbbletet jelent szenzibilis hő formájában, így az urbánus környezet felmelegedésére fordítódik: tehát a QH aránya növekszik a QE rovására (OKE 1987; STONE & NORMAN 2006).

Az energiamérlegből kiderül, hogy a nyári szezonban, déli órákban a legnagyobb az evapotranszspiráció a vidéki felszín felett, így a nappali látens hőfluxus áramsűrűsége $250-300 \text{ W m}^{-2}$ között mozog, míg a városi területen kevesebb, mint 100 W m^{-2} . Éjszakai órákban ez megfordul, de a különbség közöttük elhanyagolható. A téli félévben a vidéki területen a talaj megfagy, vagy a felszínt hótakaró borítja, ami potenciálisan csökkentheti az evapotranszspiráció mértékét (10 mm hó^{-1}) (SZÁSZ & TŐKEI 1997), míg a városi területen a páratartalom magasabb lehet napközben, valamint nagyobb vízgőzmennyiség jut a légkörbe a közlekedés és fűtés miatt (LANDSBERG 1981; OKE 1987; UNGER 2010). Az evapotranszspiráció eltérése megnyilvánulhat a városon belül is, hiszen a nagy zöldfelülettel rendelkező területek (parkok, ligetek) általában alacsonyabb hőmérséklettel rendelkeznek a sűrűn beépített városrészekhez képest (*bővebben 2.3.2. alfejezetben*).

1.1.4. A hőmérséklet módosulása a városban

Az ember által megváltoztatott környezet és a természetes felszínek közötti eltérő energiaegyenleg következményeként általában hőmérsékleti többlet alakul ki a következő szintezeken (OKE 2006b), amelyet szemléletesen a **3. ábra** mutat be:

1. **a város tágabb légterében** (BLUHI – *Boundary Layer Urban Heat Island*);
2. **a város felszínén** (SUHI – *Surface Urban Heat Island*), vagyis felszíni hőmérséklet (PONGRACZ ET AL. 2006; LELOVICS ET AL. 2011);
3. **a városi lombkorona- és tetőrétegben** (CLUHI – *Canopy Urban Heat Island*), vagy másképpen lokális városi hősziget
4. **talajfelszín alatti hőtöbblet** néhány méteres mélységig (UUHI – *Underground Urban Heat Island*), vagyis felszín alatti hősziget (LOKOSHCHENKO & KORNEVA 2015).



3. ábra. A városi hőtöbblet típusai és szinterei.

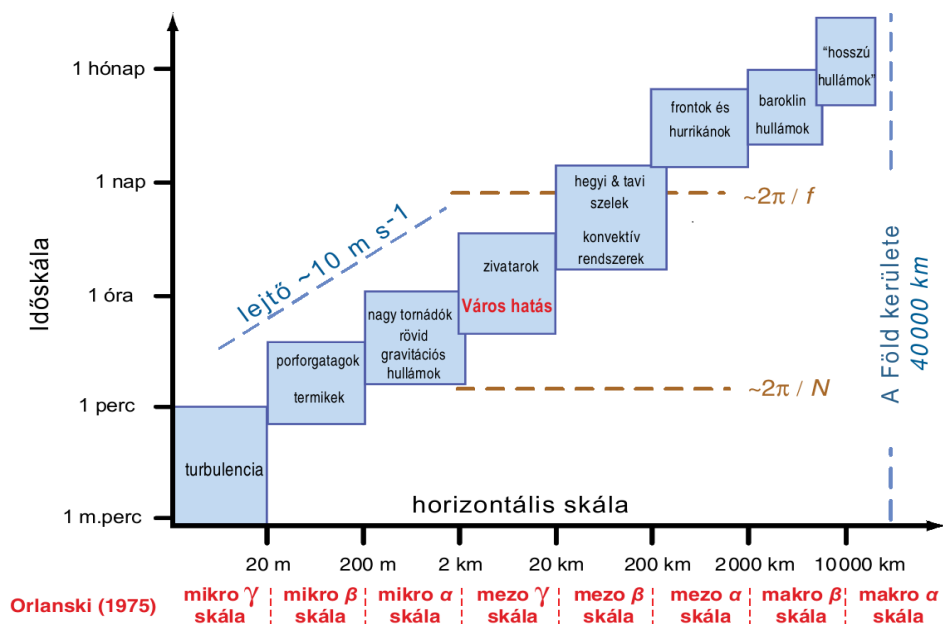
A városklíma-vizsgálatok kifejezetten a városi tetőrétegben végzett mérések fókuszálnak az úgynevezett CLUHI-ra. Ezen kívül definiálható a város és a természetes felszín között kialakuló különbség a felszínhőmérséklettel (SUHI). A felszínhőmérséklet meghatározásához finom felbontású műholdas adatokat használtak fel, melynek eredményeit összevetették az állomási léghőmérsékleti mérésekkel (BARTHOLY ET AL. 2009; LELOVICS ET AL. 2011; PENG ET AL. 2012). A módszer előnye, hogy nagy a térbeli felbontása, míg hátránya az, hogy csak derült időjárási helyzetekben készült műholdfelvételek használhatók. A hagyományos földfelszíni mérőállomások mérései nagy időbeli felbontással rendelkeznek, azonban az állomások sűrűsége elmarad a műholdfelvételek térbeli felbontásától. A városi határrétegben a repülőgépes és közvetlen mobilmérések nagy időbeli és térbeli felbontást nyújtanak egy rövidebb periódusra vonatkozóan, azonban költségigényük miatt hosszútávon nem alkalmazhatók (ÜNGER ET AL. 2012).

A különböző hősziget típusok nyilvánvalóan összefüggnek, de a keletkezésükben és a kifejlődési dinamikájukban jellegzetes különbségek vannak. A dolgozat városi felszín

közelében kialakult hőtöbbslettel foglalkozik, azaz a városi lombkorona- és tetőszintben kialakuló hőszigetel.

1.2. A VÁROSKLÍMA ELHELYEZKEDÉSE TÉRBEN ÉS IDŐBEN

A város klímamódosító hatása egy tágabb környezetben értelmezhető, elhatárolható, amit definiálhatunk egy háttérkörnyezethez viszonyítva. A nagyobb skálán lezajló folyamatok természetesen hatással vannak a város környezetében kialakult jelenségek fejlődésére. Tehát a nagytérési dinamikus meteorológiai szituációk teremtik meg a feltételt, az úgynevezett „háttér időjárási helyzetet”, hogy a városhatás mezo-léptékű jelensége kifejlődhessen (MARKOWSKI & RICHARDSON 2010). A különböző légköri jelenségek térbeli és időbeli karakterisztikája alapján (4. ábra) az Orlanski-féle osztályozás szerint a városhatás mezo- γ csoportba sorolható (ORLANSKI 1975).



4. ábra. A légköri jelenségek jellegzetes skála definíciói: karakterisztikus idő és horizontális hosszúság alapján (f – frekvencia; N – Brunt-Väisälä frekvencia), Orlanski (1975) osztályozási sémáját követve (ORLANSKI 1975).

A városhatás befolyásolja a város területén belül kialakult különböző léptékű lokális vagy mikro-skálán létrejött eltéréseket (STEYN ET AL. 1981). Az alább bemutatott három típusát különböztetjük meg a horizontális és vertikális kiterjedés szerint.

1.2.1. Mikro-skála vagy utcakanyon lépték

A meteorológiai térskálán a mikroklíma a legkisebb egység. Mikroklímának nevezzük a vízszintesen néhány centiméter vagy száz méter, valamint vertikálisan néhány méteres kiterjedésű nyílt vagy zárt terek sajátos klimatikus viszonyait. A mikro-skálán lezajló folyamatok időtartama 0,1 másodperc – 1 perc; kiterjedése horizontálisan $< 1\text{ mm} - 100\text{ m}$; kiterjedése vertikálisan $< 1\text{ mm} - 3\text{ m}$ (OKE 1973).

A mikroklíma kis területen érvényesül, de a nagyobb légterek éghajlatától erősen különbözik. A városban a mikroklímák mozaikszerűen helyezkednek el. Az utcák, terek, parkok mind sajátos mikroklímával rendelkeznek. Közös vonásaik a lokális éghajlat, a városklíma keretében jutnak kifejezésre (KIRCSI & SZEGEDI 2003; UNGER ET AL. 2012).

1.2.2. Lokális- vagy helyi skála

Magában foglalja az adott tájképjellemzőket, mint például a topográfiát, de kizárja a mikro-skála hatásait. A városi területeken ez azt jelenti, hogy egy átlagos lokális éghajlat a városrészek hasonló típusú sajátosságaitól függ (felszínborítás, városrész mérete és épületek távolsága egymástól, valamint az antropogén tevékenység). Lokális léptéken lezajló folyamatok: időtartama 3 másodperc – 30 perc; kiterjedése horizontálisan: $10\text{ m} - 3\text{ km}$; kiterjedése vertikálisan: $1\text{ m} - 100\text{ m}$.

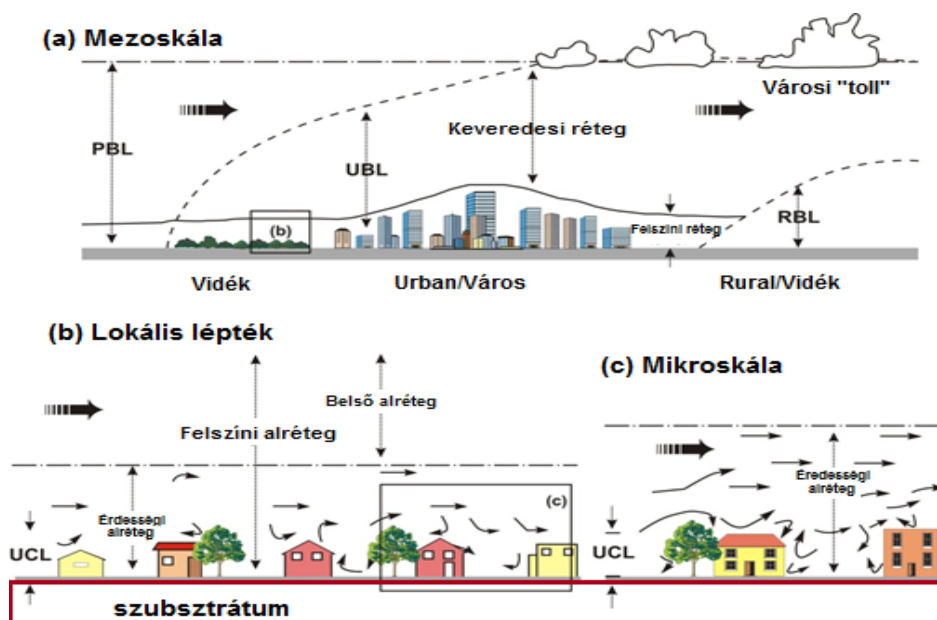
1.2.3. Mezo- γ skála vagy városi skála

A mikro-skálában lévő városi elemek hatással vannak a lokális jelenségekre, valamint a lokális jelenségek kölcsönhatást gyakorolnak a mezo- γ skálán lezajló folyamatokra. A mezo- γ skálán lezajló folyamatok: időtartama 1 perc – 3 óra; kiterjedése horizontálisan: $300\text{ m} - 30\text{ km}$; kiterjedése vertikálisan: $10\text{ m} - 1\text{ km}$.

A városban kialakult hőmérsékleti többlet megjelenési helyét tekintve két típus különböztethető meg:

- városi tetőréteg/lombkoronaszint (UCL – urban canopy layer) hősziget, amely a városi légkör azon része, ahol az emberek élnek, kiterjedése a földfelszíntől a városi tetőrétegig, valamint a lombkoronaszintig tart.
- városi határréteg (UBL – urban boundary layer) lokális vagy mezo-skálájú jelenség, melynek alapja a tetőszint és lombkoronaszint közelében van, jellemzőit az általános városi felszín alakítja ki, magassága jelentős mértékben függ az érdességi viszonyoktól (LANDSBERG 1981; OKE 1987; UNGER 2010). Nagytérsegi, anticiklonális viszonyok között az UBL gyakran a 200-300 méteres magasságig is kiterjedhet.

Az **5. ábra** jól mutatja, hogy az UBL mint egy kupola veszi körül a várost, amelynek a függőleges kiterjedése meghaladja a vidéki határréteg magasságát. Az UBL felső részét enyhe, közepes erősségű szél elmozdíthatja, így kialakul a város és a természetes felszín fölött egy „toll” (plume) fáklya alakú képződmény. Ez a képződmény elnyúlik a vidéki határréteg felett a széliránynak megfelelően (UNGER 2010).



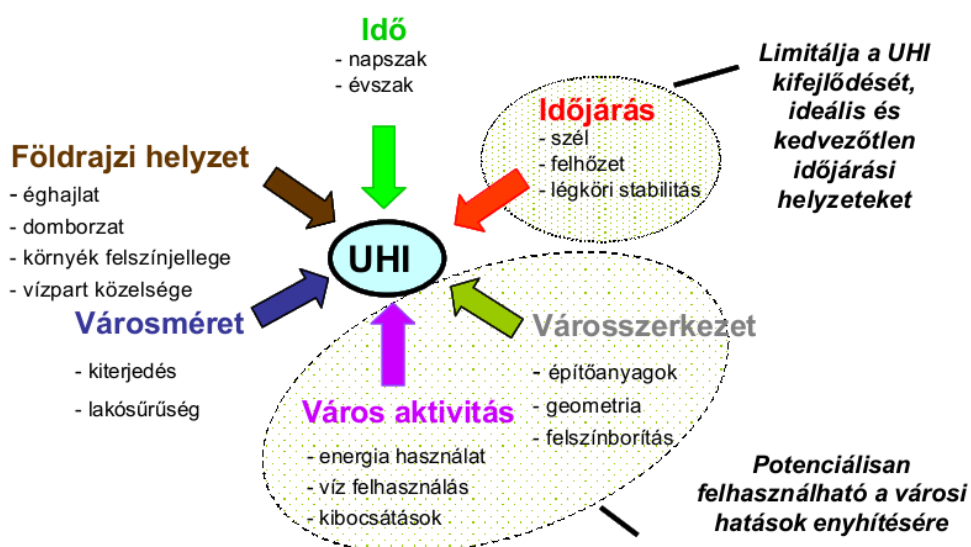
5. ábra. A város klimatikus skáláinak és vertikális rétegeinek sematikus ábrázolása (OKE 1997).

Három skála segítségével tudjuk megkülönböztetni a légköri folyamatokat városi területen, valamint beazonosítani a tipikus légköri rétegeket a város minden szintjén: PBL – planetáris határréteg, UBL – városi határréteg, UCL – városi tetőréteg és lombkoronaszint, RBL – rurális határréteg. Az **5. ábrán** a vastagított nyíl az egyes részek felé haladva jelzi a szélirányt és alapáramlást. A kisebb (b) és (c) kivágatban látható nyilak jelzik az alapáramlást és turbulens áramlást az épületek között. (OKE 1997).

1.3. A VÁROSI HŐSZIGET KONTROLLÁLÓ TÉNYEZŐI

A városi hősziget egy adott városban különböző tényezők kölcsönhatásának eredményeként jön létre egy adott időben és térben (**6. ábra**). A városklíma

sajátosságát meghatározza: a város földrajzi elhelyezkedése, az adott éghajlati zóna, a város természetföldrajzi elhelyezkedése és távolsága a nagyobb kiterjedésű vízfelületektől, amely kialakítja az ún. „háttér” klímát. A város mérete, építésze és szerkezete, valamint népessége egyaránt (antropogén hőtöbblet produkció, szennyező kibocsátások) befolyásolják a városi hősziget intenzitását és kiterjedését a mezo-léptéktől a mikro-léptékig.



6. ábra. A városi hősziget sajátosságait kialakító és befolyásoló tényezők (OKE 2006a; UNGER ET AL. 2012).

A kialakító és befolyásoló tényezők megkülönböztethetők egymástól több szempont szerint (UNGER ET AL. 2012; OKE 2006a): Ezek a következők:

- **adottságok**, mint a földrajzi helyzet, domborzat, vízpart közelsége, környék felszínjellege; lényeges szerepe van az időjárásnak, időnek és a szinoptikus helyzeteknek;
- **módosító tényezők**, melyek az emberi tevékenységgel kapcsolatos, szabályozható tényezők (város mérete és szerkezete, antropogén aktivitás), alakíthatóak a várostervezés és a döntéshozók igénye szerint (OKE 1987; UNGER ET AL. 2012).

A fent említett csoportosításon kívül a tényezők kategorizálhatók időben lezajló hatásuk vonatkozásában is. Ezek a következők: **átmeneti hatások**, mint például szélsébség és a felhőzet; **állandó hatások**, amelyek a zöld területek, építőanyagok és geometria (égbolttáthatósági tényező – sky view factor; aspect ratio); **ciklikus**

hatások, melyek a napsugárzás és az antropogén tevékenységből származó hőforrások (OKE 1987).

1.3.1. A város mérete

A városi hősziget jelenséget világszerte kimutatták különböző éghajlati övekben. A szakirodalom által fellelhető UHI mérések többsége a közepes földrajzi szélességeken figyelhető meg (északi vagy déli 40° és északi vagy déli 60° földrajzi szélességek között). Az eredmények azt mutatják, hogy a település méretével a városi hősziget-erőssége növekszik (WIENERT & KUTTNER 2005; ROTH 2007). Számos empirikus formulát dolgoztak a lakosságszám és hősziget-intenzitás közötti összefüggés leírására. A városklíma kutatók közül Oke készítette el az első empirikus egyenletet Európára és Észak-Amerikára (OKE 1973).

1. táblázat. Az UHI maximális intenzitása és a település mérete (lakosságszám logaritmus-a-P) közötti kapcsolat különböző klíma régiókban.

	Időszak	Kapcsolat UHI _{max} és log P között	Források
Észak-Amerika	1954-1972	$2,96 \log(P) - 4,6$ ($r^2 = 0,96$)	(OKE 1973)
	1975-2004	nincs összefüggés	(HOVE ET AL. 2011)
Európa	1929-1973	$2,01 \log(P) - 4,06$ ($r^2 = 0,74$)	(OKE 1973)
	1987-2008	$2,93 \log(P) - 11,95$ ($r^2 = 0,59$)	(HOVE ET AL. 2011)
Dél-Korea		$1,46 \log(P) - 5,93$ ($r^2 = 0,98$; lakosság < 300,000) $3,34 \log(P) - 16,58$ ($r^2 = 0,98$; lakosság > 300,000)	(PARK 1986)
Japán		$0,85 \log(P) - 2,46$ ($r^2 = 0,84$; lakosság < 300,000) $4,83 \log(P) - 23,81$ ($r^2 = 0,95$; lakosság > 300,000) $2,08 \log(P) - 4,22$ ($r^2 = 0,78$)	(PARK 1986) (SAKAKIBARA & MATSUI 2005)

Összehasonlítva a városok méretét (P – lakosságszám) az UHI maximális intenzitással, látható, hogy az európai városokban általában kisebb UHI értékek adódnak hasonló méretű települések esetében, mint az észak-amerikai városok vonatkozásában. Ez azzal magyarázható, hogy alacsonyabb a sűrűsége az antropogén mesterséges tényezőknek, valamint az európai városokban kiterjedtebb a zöld felületek mennyisége (PARK 1986).

A koreai és japán települések esetében is alacsonyabb UHI értékek adódtak. Továbbá megfigyelhető az ázsiai városoknál, hogy két regressziós egyenessel közelítik a lakosságszám és hősziget-intenzitás közötti kapcsolatot. A dél-koreai városok esetében hasonló két város csoportban detektáltak összefüggéseket. Ezt azzal magyarázza Park (1983), hogy a kis (>300 000 fő lakosság) és a nagy (<300 000 fő) városok különböző építőanyaggal, szerkezettel és antropogén hő kibocsátással rendelkeznek (SAKAKIBARA & MATSUI 2005).

A **1. táblázat**ban látható egyenletekkel becsülték a hősziget-intenzitás értékét. Az észak-amerikai városok esetében kimutatták a lakosságszám és a maximálisan kifejlődő hősziget-intenzitás közötti szoros kapcsolatot az 1954-1972 időszakban. Az 1975-2004 közötti időszakban mért UHI értékek között gyengébb összefüggés tártak fel. Európai városok esetében a két tényező közötti összefüggés állapítható meg mindkét vizsgált periódusban, azonban az utóbbi időszakban (1987-2008) a kapcsolat gyengébb volta figyelhető meg. A fent említett kapcsolatok alapján elmondható, hogy a lakosságszám mint paraméter eléggé mérnöki közelítése az UHI maximális intenzitás becslésének. Így csak elméleti felvetések alátámasztására, ún. **proxy adatként** alkalmazható, míg a gyakorlatban használhatóbbak a város felszínét leíró paraméterek: H/W arány, aspect ratio, geometria, felszínborítottság.

1.3.2. A földrajzi helyzet és topográfia

A földrajzi elhelyezkedés általánosan meghatározza, szabályozza a város klímáját a magasabb szélességtől az alacsonyabbig. Továbbá meghatározza a bejövő sugárzásmennyiséget, párolgást, illetve a fűtési és hűtési igényt, valamint az UHI napi dinamikáját. A városklíma-kutatók vizsgálták a maximális hősziget-intenzitás függőségét a földrajzi szélesség vonatkozásában, az északi és déli féltekén elhelyezkedő 223 város hőmérsékleti adatait felhasználva. Wienert és munkatársai pozitív korrelációt találtak a földrajzi szélesség és a hősziget között, ami azt jelenti, hogy a legmagasabb maximális UHI intenzitás értékek a magasabb szélességeken elhelyezkedő városokban gyakrabban fordultak elő (WIENERT & KUTTLER 2005). Ez az eltérés azzal magyarázható, hogy különbség adódik az antropogén hőtermelésben és a sugárzási mérlegben a magasabb földrajzi szélességeken. Ugyanakkor az alacsony szélességeken elhelyezkedő városokban számos hősziget-enyhítő intézkedést hoztak, mint például a gondosan megtervezett épületelrendezés, nagy albedó értékkel rendelkező építési anyagok használata. Így ezzel is magyarázhatóak a magas és az alacsony földrajzi szélességeken kialakuló maximális UHI különbségek (AKBARI ET AL. 2012; OKE 1987).

A topográfia egy olyan adottság, mely meghatározza a városklíma kifejlődését. A sík alföldön elhelyezkedő városok esetében mezo-skálán nem jelentős a befolyása, mivel nem módosítja jelentősen az alapáramlást, valamint a hőmérsékleti mezőt sem. Ezért hasonló elhelyezkedésű és méretű városok eredményei összevethetők. A topográfiai hatás kiküszöbölésére felhasználták a mért hőmérsékleti adatok egy adott magassági szintre való standardizálását, figyelembe véve a domborzati gradienst. Az említett módszer használata problémás, hiszen nem veszi számításba a légköri rétegződés változékonyságát térben és időben, valamint az éjszaka előforduló talajközeli inverziók kialakulását. (LANDSBERG 1981; GOLDREICH 1984). Lépéseket tettek a probléma enyhítésére úgy, hogy lineáris becslési módszert alkalmaztak a domborzati hatás kiszűrésére. Így a topográfia relatív hatását a hőmérsékletre többszörös regressziós modellel becsülték több város esetében (LOWRY 1977; ELIASSON & SVENSSON 2003; ALCOFORADO & ANDRADE 2006).

Goldreich alapján topográfiai szempontból a városok négy alapvető típusba sorolhatók: a.) hegy-völgyi városok; b.) lejtőn elhelyezkedő városok; c.) városok a hegygerincen; d.) magaslaton elhelyezkedő városok.

Ez a kategorizálás természetesen tájékoztató jellegű, azonban jó megközelítést nyújt különböző topográfiai környezetben elhelyezkedő városok klimatikus viszonyainak összehasonlításához. Ebben a négy csoportban a városklíma kialakulásának egy bonyolultabb változata jelenik meg, hiszen a mesterséges hatások érvényesülését nagyban zavarják a változatos domborzati viszonyok (GOLDREICH 1984). Az ideális városi éghajlat tanulmányozására a síksági város a legmegfelelőbb, azonban kevés olyan kutatás van, amely ennek a kritériumnak megfelelne (GOLDREICH 2009). A kárpát-medencei városok közül Debrecen, Szeged és Beregszász a városklíma-kutatás szempontjából ideális városnak tekinthető.

1.3.3. A városi építészet és geometria módosítható tényezők

1.3.3.1. Városi geometria és beépítettség

A városi geometria számos módon becsülhető, mint például épületmagasság és utcaszélesség aránya, vagyis H/W arány (OKE 1981; ELIASSON 1996a; SAKAKIBARA & OWA 2005), égboltláthatósági index (STEWART & OKE 2012). Ezek a paraméterek legnagyobb hatással vannak a sugárzás komponensekre. Az alacsony SVF érték jelentősen meghatározza a hosszúhullámú kisugárzást a városi kanyonvölgyből az égbolt felé. Ezeken kívül csökkenti a turbulens hőcserélődést és az éjjeli lehűlés mértékét (UNGER 2004; UNGER 2010).

Megjegyzendő, hogy a H/W arány önmagában nem elegendő felszínparaméter a kanyon geometria leírására, hiszen egy szűk utcában alacsony épületeknél hasonló lehet az arány, mint egy széles utca esetében, amelyben magasak az épületek. Ezen kívül a H/W arány függ az utcakanyontól, és így nem értelmezhető nagy kiterjedésű sík épített felületek esetében, mint a parkolók vagy parkok (BOTTYÁN & UNGER 2003).

A városban a 3D geometria kialakításánál fontos figyelembe venni a fent említett felszín jellemző tényezőket, hiszen ezek befolyásolják a városban kialakult hőtöbblet eloszlását. Számos kutató meghatározta a lineáris kapcsolatot az UHI és városgeometria között (2. táblázat). Oke (1981) szoros összefüggést mutatott ki az UHI maximuma és az átlagos H/W arány között (3. egyenlet), valamint az égbolthatósági tényezővel is (4. egyenlet).

$$UHI_{max} = 7,54 + 3,97 * \ln(H/W)$$

(3. egyenlet)

$$UHI_{max} = 15,27 - 13,88 * SVF$$

(4. egyenlet)

2. táblázat. Az SVF terjedelme és kapcsolata az UHI_{max} intenzitással Európa, Észak-Amerika, Japán és Dél-Korea városainak esetében.

	SVF terjedelme	Kapcsolat az UHI _{max}	Hivatkozás
Európa, a város központi részében	0,40-0,75	13,20 – 10,00×SVF	(OKE 1981; PARK 1987)
Észak-Amerika, a város központi részében	0,28-0,86	16,34 – 15,00×SVF	(OKE 1981; PARK 1987)
Japán, öt város, központi üzleti terület	0,40-0,85 0,26-0,78	4,11 – 1,00×SVF 10,15 – 12,00×SVF	(YAMASHITA ET AL. 1986; PARK 1987)
Dél-Korea, központi üzleti terület	0,36-0,84	12,23 – 14,00×SVF	(PARK 1987)

Unger és Kuttler vizsgálata az adott település egészére kiterjedtek (UNGER 2004; WIENERT & KUTTLER 2005). Elemzett adatok azt mutatják, hogy nagy különbségek vannak az SVF értékekben a városon belül a változatos geometria miatt. Az éjszakai hősziget változékonyságát mikro-környezetben, nemcsak az SVF értéke határozza meg, hanem az épített környezet milyensége, hőtani tulajdonságai egyaránt (BLANKENSTEIN & KUTTLER 2004). Ez részben megmagyarázza a szakirodalmi eredmények különbözőségét (ELIASSON 1996b; UPMANIS & CHEN 1999). Továbbá jelentős szerepe van a városi kanyonvölgyekben kialakult advektív hatásnak, mely redukálja a hőmérséklet-különbségeket. Fontos tény, hogy a hosszuhullámú sugárzás

erősen függ a geometriai tényezőktől, ezért az SVF alkalmazható a városban kialakult hősziget-intenzitás becslésére (BOTTYÁN & UNGER 2003).

1.3.3.2. Városi zöldfelületek és párologtató felszínek

A városi zöldfelület és vegetáció jelentős enyhítő hatással bír az urbanizált területeken kialakult hőtöbbletre. A vegetációk közül a magas és nagy lombkoronával rendelkező fák csökkentik a léghőmérsékletet, valamint árnyékolják az utcákat és tereket egyaránt. A vegetációs felület mint párologtató felszín hőt von el környezetéből, ami látens hővé alakul át. Ezt a jelenséget, vagyis magát a hűtő hatást erősebbé teszi a vegetáció sűrűségének a növelése, amely csökkenti a bejövő rövidhullámú sugárzást. Tehát az aktív zöldfelületek részarányának növelése igen kedvező párologtatás szempontjából, s hőmérséklet-csökkentő hatásuk néhány száz méter távolságig érezhető. Ezen kívül ez a hatás a gyepfelületek öntözésekor érvényesülhet egyrészt a víz közvetlen hűtő hatása, másrészt a növekvő párolgás révén (HAMADA & OHTA 2010). Ez a hűtő hatás mérsékelheti/csillapíthatja az UHI intenzitását a városban.

A vegetációs felületek hűtő hatását számos városban megmérték, mint például Göteborgban (UPMANIS & CHEN 1999) és Mexikóvárosban (OKE ET AL. 1999; JAZCILEVICH ET AL. 2000). Kimutatták, hogy a kompakt zöldterület a város beépített része közé ékelődve hidegebb hőmérséklettel rendelkezik, mint környezete. A jelenséget a nemzetközi irodalomban Park Cool Island (PCI), vagyis „park hideg sziget” néven említik (SPRONKEN-SMITH & OKE 1999; HONJO ET AL. 2005; SZEGEDI & LÁSZLÓ 2012). Intenzitását a városközpont és a park léghőmérséklete közötti eltérés nagyságával jellemezhetjük. Azt, hogy az épített terület és zöldfelületek közt milyen mértékű és időbeli dinamikájú a hőmérsékleti különbség, a vegetáló felületek jellemzői határozzák meg (SPRONKEN-SMITH & OKE 1999; SZEGEDI 2007).

A parkok hűtő hatásáról a szakirodalmi meta-adatok elemzéséből kiderült, hogy átlagosan egy városi park körül napközben a hőmérséklet 1 °C-kal hűvösebb, mint a zöldfelület-mentes városrészben (BOWLER ET AL. 2010). Ezen kívül a városban kialakult PCI intenzitását meghatározza a zöldfelületek mérete. Chang és munkatársai Taipei város esetében 61 park léghőmérsékletét összehasonlítva megállapították, hogy a három hektárnál nagyobb parkok hűtő hatása (hideg sziget intenzitása) jelentősen erősebb napközben, mint környezetük, míg a kisebb parkok eltérései változhatnak hideg/hősziget-intenzitás irányába (CHANG ET AL. 2007).

A város területén minden növényzet mérsékeli a levegő hőmérsékletét, de csak addig, amíg van megfelelő vízellátottság, ez meghatározza a zöldfelület párologtatási képességét. Száraz nyári időszakban a növényzet, különösen a fű elhalhat és elveszítheti hűtési képességét. Az evapotranszpiráció szempontjából a nyári,

hőhullámos időszak alatt a fű, a csupasz talajfelszín és az erdő másként viselkednek. A periódus elején a zöld fű és a talajfelszín hatékonyabb hűtő hatással jellemezhető, mint az erdő (TEULING ET AL. 2010). A periódus második felében azonban a talajnedvesség csökkenése következtében a fű és a csupasz talajfelszín kiszárad, míg az erdők hatékonyan hűtik a környezetüket. Tehát a fás vegetáció (erdő) hatékonyabb hősziget-mérséklési tulajdonsággal rendelkezik, hiszen képes az állandó szintű evapotranszpirációt hosszabb ideig fenntartani a száraz hőhullámos időszakban.

A zöld felületek kapcsán fontos kérdés, hogy a park hűtő hatással van-e a tágabb környezetre. Chen és Wong vizsgálták két park hűtő hatását Szingapúr városában, és azt mutatták ki, hogy hőmérséklet-növekedés a park határától 500 méterre következik be (WONG & YU 2005; CHEN & WONG 2006). Hasonló, hosszabb időszakot felölelő vizsgálatokat folytattak három park (156 ha) esetében Göteborgban, ahol szintén azt mutatták ki, hogy az éjszakai hűtő hatás túlnyúlhat a park határán és elérheti akár az egy kilométert (UPMANIS & CHEN 1999).

A zöldfelületek hűtő hatásáról leginkább kisszámú, empirikus vizsgálatok állnak a rendelkezésünkre, így a zöldterületek megváltoztatásának egyértelmű hatását tágabb városon belül még bizonyítani szükséges. A jelenleg rendelkezésre álló adatok nem teszik lehetővé, hogy konkrét ajánlásokat tegyünk, hogy miként lehetne beépíteni a „zöldülő” városi területeket. További empirikus vizsgálatok szükségesek zöldterületek jellemzői kapcsán (méretének, szerkezetének eloszlását és típusát), annak érdekében, hogy hatékony tervezés jellemezze egy adott város zöldterületeit, szem előtt tartva a városlakók igényeit.

1.3.3.3. A városi nyílt vízfelületek hatása

A nyári időszakban a városban meglévő nyílt vízfelületek (tavak, csatornák, folyók) hűtő hatást gyakorolnak környezetükre, így a városban kialakult léghőmérsékletet módosíthatja pozitív, illetve negatív irányba. A városban kialakult léghőmérséklet függ az adott vízfelület méretétől és számától, a vízfelülettől való távolságtól, valamint a víz hőmérsékletétől (THEEUWES ET AL. 2013). Általában a vízfelület hűtő hatása a távolsággal csökken, azonban ez a befolyás kimérhető néhány kilométerig, mivel a hűtő hatás elterjedését hátszél is elősegítheti. Megjegyzendő, hogy a hűtő hatás áramlásának a nyílt vízfelület szabad ventillációs folyosót biztosít (SUGAWARA ET AL. 2009).

A folyóvíz nagyobb hűtő hatással rendelkezik, mint az állóvíz, továbbá a szökőkutak és szórt vízszaggal rendelkező objektumok számottevőbb hűtő effektussal jellemezhetők. Egy szökőkút akár 3 °C-kal is mérsékelheti a léghőmérsékletet (NISHIMURA ET AL. 1998; SUN & CHEN 2012).

A várostervezési tanulmányokban elfogadott törvényszerűség, hogy a szabad vízfelszín úgynevezett hűtő elemként használható a városban. Számos tanulmány azonban arról számol be, hogy a víz hőmérsékletének a dinamikája és a hőkapacitás másként alakul, mint a léghőmérsékleté. Napközben hűtő hatást fejt ki, hiszen párologtat és hőt von el a környezetéből. Az éjszakai órákban már hőt ad le, így fokozza a hőmérsékletet (STEENEVELD ET AL. 2014). Ez a példa azt is mutatja, hogy annak ellenére, ha növeljük a potenciális párolgó felületek arányát – mint egy hőmérséklet-csökkentési eszköz – nem elegendő a jól kifejlődött városi hősziget mérséklésében (HATHWAY & SHARPLES 2012).

A vízfelületek *hűtő hatásának a nagysága* függ a víz hőmérsékletétől, valamint a szomszédos városrészek léghőmérsékletétől. Kevés számszerű információ áll rendelkezésre a hűtő hatás és épített környezetre gyakorolt befolyásolásáról és a hűtés hatékonyságáról például egy hosszú meleg nyári időszakból.

1.3.4. Az időjárás mint változékony befolyásoló tényező

A városi hősziget általános potenciális kifejlődését a település statikus morfológiai jellemzői (nagyság, szerkezet, geometria) határozzák meg, míg egy konkrét kifejlődését az adott napon előforduló, nagy-térségi időjárási helyzetekbe ágyazódó dinamikus meteorológiai tényezők jelentősen befolyásolják (UNGER 1996; BOTTYÁN ET AL. 2005). A városi hősziget anticiklonális derült, szél- és csapadékmentes körülmények közt fejlődik ki intenzíven, míg a ciklonális időjárási helyzetben gyengén vagy egyáltalán nem alakul ki (LANDSBERG 1981; OKE 1987; ARNFIELD 2003).

Az UHI intenzitása gyakran negatívan függ a szélesebségtől és a felhőzettségtől. Nyugodt, tiszta időjárási körülmények között ideális az UHI erős kifejlődése, hiszen ebben a helyzetben korlátozódik a légkör horizontális átkeveredése, így jobban kiéleződik a város és környezete közötti hőmérséklet-különbség. Felhőtlen körülmények között a felszín kisugárzása a vidéki területeken gyorsabb, mint a városban. Mivel a városi kanyonvölgyek korlátozzák a hosszúhullámú kisugárzást, így a hőtárolás is nagyobb. Felhős körülmények között a felhőtakaróról visszavert sugárzás valójában csökkenti a felszíni lehűlést a város és a környezete között, így korlátozza a valószínűségét a nagy hőmérsékleti különbségek kialakulásának (OKE 1987).

A nagy térségi légköri képződmények (ciklon és anticiklon) és az UHI közötti összefüggések megvizsgálására számos tanulmány fókuszál (ELIASSON 1996a; UNGER 1996; MORRIS ET AL. 2001; SZEGEDI & KIRCSI 2003a; UNWIN 1980). A vizsgálatokban a szinoptikus időjárási helyzet hatását a városi hőszigetre a szélesebség és felhőzettség segítségével értékelik. Ezeket a paramétereket magyarázó változóként használják, hogy

megbecsüljék a kapcsolatot az UHI és az időjárás között (ELIASSON & HOLMER 1990; KŁYSIK & FORTUNIAK 1999; KIM & BAIK 2005; GANBAT ET AL. 2013).

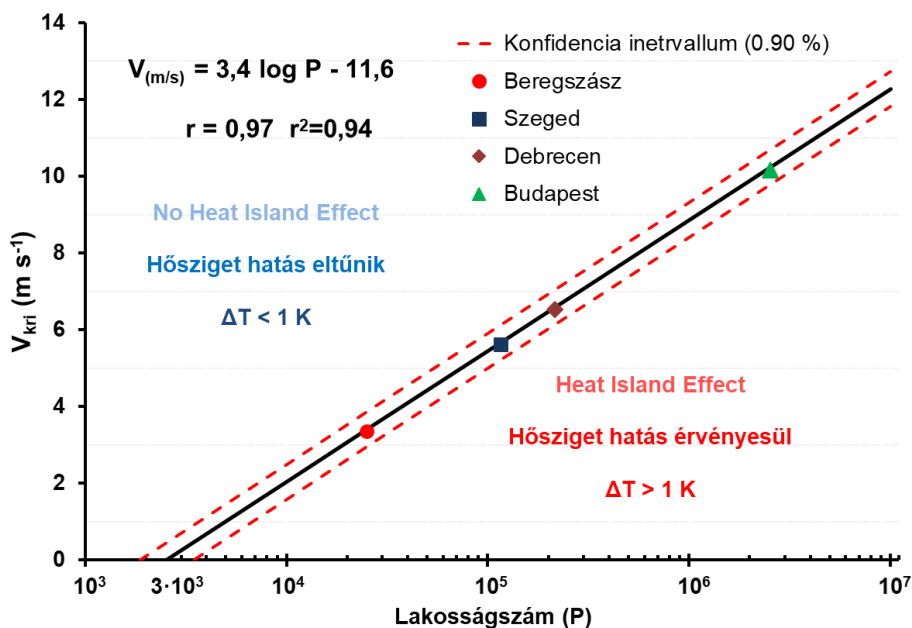
Számos szerző beszámol arról (UNWIN 1980; UNGER 1996; TUMANOV ET AL. 1999; MORRIS & SIMMONDS 2000; SZEGEDI ET AL. 2013), hogy az anticiklonális időjárási helyzetek alatt erős UHI intenzitások alakulnak ki, amikor a szél gyenge és a felhőzettség alacsony. Felhőmentes, tiszta nyári napokon a város és környezete között az éjszakai időszakban a lehűlési ütemek különbözősége jobban kiéleződik. Ez azzal magyarázható, hogy az anticiklonális időjárási helyzetben napközben több hőt tárol el a városfelszín, mint környezete, így fokozódik az UHI kifejlődése. Ugyanakkor a természetes környezet éjszaka nem akadályozza a hosszuhullámú kisugárzást, míg a városban az épületek falairól visszaverődik, majd újra abszorbeál, azaz a nagyobb hányada lég hőmérséklet felmelegítésére fordítódik. A magasabb földrajzi szélességeken, anticiklonális helyzetben a téli hőmérséklet alacsonyabb, mint ciklonos körülmények között, így az energiaigény nagyobb, ezáltal több az antropogén hő kibocsátás ebben az időszakban (KŁYSIK & FORTUNIAK 1999B; MORRIS ET AL. 2001; HINKEL ET AL. 2003).

A dinamikus meteorológiai tényezők közül a szél kritikusabban csökkenti az UHI intenzitását és módosítja térbeli szerkezetét, mint a felhőzettség. Meg kell említeni, hogy erős hősziget-intenzitás értéket detektáltak már felhős időjárási körülmények között, ellenben növekvő szélesebségnél nem fordultak elő nagy hőmérséklet-különbségek a város és környezete között (MAGEE ET AL. 1999; FORTUNIAK ET AL. 2006). Továbbá beszámoltak ellentétes eredményről, amelyben a felhőtakaró jelentősebb szerepére utalnak (MORRIS ET AL. 2001). A felhőtakaró szerepe a széllel szemben tisztázatlanabb, hiszen a fent említett tényező és az UHI intenzitás között pozitív korrelációt mutattak ki (MEMON & LEUNG 2010).

A szél hatására vonatkozóan bevezették az empirikus alapokon nyugvó ún. kritikus szélesebséget, amelynél nagyobb szél esetén a hősziget nem tud kifejlődni az átkeverő hatás miatt (OKE & HANNELL 1970; OKE 2006a). A kapcsolatot a kritikus szélesebség (v) és a lakosságszám (P) logaritmus között a következő képlet adja meg:

$$v = 3,41 \times \log P - 11,6 \text{ (ms}^{-1}\text{)} \quad (5. \text{ egyenlet})$$

A fent említett összefüggésből kiindulva pl. Beregszász (24 ezer fő) esetén a $v \approx 3,3 \text{ m s}^{-1}$ adódik, a nagyobb városokban, mint Debrecen és Szeged vonatkozásában a kritikus szélesebség $v \approx 5,6 - 6,5 \text{ m s}^{-1}$ között alakul. Budapest esetében a $v \approx 10 \text{ m s}^{-1}$, azaz ennél nagyobb szélesebség esetén már nem jelenik meg kimutatható hősziget az említett városok felett (7. ábra).



7. ábra. A városméret (P lakosságszám logaritmusa) és a hősziget-hatás megszűnéséhez szükséges kritikus szélesebbesség (v) összefüggése, OKE & HANNELL 1970 nyomán.

Tehát a fent említett **1. táblázat** alapján a milliós lakosságú nagyvárosoknál 9 m s^{-1} , százezresekénél 5 m s^{-1} , tízezezeknél már csak 2 m s^{-1} a kritikus szélesebbesség, amely „eltünteti” a különbséget a városközpont és külterülete között (GREFEN & LÖBEL 1988; KUTTLER 1988).

Ellenben néhány kutatás számszerűsítette az átmeneti tényezők (szél, borultság, csapadék) közül a szélesebbesség jelentőségét is. Kim és Baik beszámoltak arról, hogy a szélesebbesség élenkülve nagyobb, mint $0,8 \text{ m s}^{-1}$ és ekkor a maximum UHI intenzitás erőteljesen csökken. A kritikus szélesebbesség Szöul esetében $7,0 \text{ m s}^{-1}$, amikor a hőmérsékleti különbség $0,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ vagy teljesen elmosódik a város és a környezete között (KIM & BAIK 2002).

Egy másik kutatás szerint a városi hősziget intenzitása nagyobb marad, mint $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$, amikor a városközponti átlagos szélesebbesség nappal 4 m s^{-1} , éjszaka 2 m s^{-1} volt (KŁYSIK & FORTUNIAK 1999). Łódź városában megfigyelték, hogy a szél sebessége és iránya formálhatja az UHI térbeli szerkezetét, akár többsejtűvé alakíthatja, így a város sűrűn beépített részein egyedülálló hőszigetek kialakulhatnak az alacsonyabb beépítettséggel rendelkező területekhez képest.

1.3.5. Antropogén hőtermelés mint módosítható tényező

A teljes antropogén hőtöbblet (QF) összege az emberi tevékenységből és számos forrásból adódik össze, mint például az épületek fűtése és hűtése, ipari tevékenység, gépjárművek forgalma és maga az emberi anyagcsere is hozzájárul (TAHA 1997; SAILOR 2011). A napi átlagos napsugárzás (Q^*) mértéktől (450 W m^{-2} a közepes földrajzi szélességen) az antropogén tevékenységből felszabaduló energia összege gyakran alacsonyabb, mint a nyári félévben. Míg télen az antropogén hő az egyik meghatározó elem a városi energia-mérlegben, gyakran meghaladja a napsugárzás hatását az UHI kialakulásában (PIGEON & MASSON 2009). Tehát az antropogén QF hő áramsűrűség nagysága függ az átlagosan egy főre eső energiafelhasználás mértékétől és a népesség sűrűségétől (OKE 1987; KŁYSIK & FORTUNIAK 2005). Az antropogén hő két komponensre bontható: szenzibilis és látens hőáramra, valamint még hozzáadódik a szennyvízből felszabaduló hő is. Az alkalmazott becslő módszerek többsége az antropogén hőnek a szenzibilis részkomponens becslésére készültek, amelyet gyakran egyenlőnek tekintenek az energiafogyasztással (SAILOR 2011; LINDBERG ET AL. 2013).

A különböző forrásokból származó antropogén hő kibocsátás relatív jelentőségét nehéz megbecsülni általánosan, hiszen minden városban megvan a maga sajátossága. Ellenben elfogadott, hogy az emberi anyagcserét (human metabolism) tartják a legkevésbé fontosnak a többihez képest (SAILOR 2011). Az EIA (Energy Information Association) szerint az összenergia felhasználás szerkezete az USA-ban ágazatonként a következőképpen alakul: az építőipari ágazat 40%-ot használ fel; mintegy 30%-a van a szállítási ágazatban, és mintegy 30%-át használja fel az ipar és a gyártási ágazat. Az európai országokban az építőiparnak nagyobb szerepe van a közlekedési ágazathoz képest (FAN & SAILOR 2005; LINDBERG ET AL. 2013). Egyes országokban, mint például Törökországban és a Cseh Köztársaságban, a szállítási szektor mindössze 15-20%-át teszi ki az energiafelhasználásnak. Franciaországban és Dániában az építőipar egyértelműen domináns, ami közel 50%-át jelenti az energiafelhasználásnak. Nagyon szükségeszerű ismerni a relatív fontosságát az egyes ágazatoknak energiafelhasználás szempontjából, hiszen így megfelelően lehet számszerűsíteni az antropogén hőtöbblet arányát ágazatonként (SAILOR 2011).

A **3. táblázat** összefoglalja az amerikai, az európai és az ázsiai városok antropogén hőfluxus és napsugárzási energia értékeit. Az átlagolt QF fluxus értékek többnyire 100 W m^{-2} alatt maradnak a különböző méretű és beépítésű városokban, míg a nagyon sűrűn beépített területeken jelentősen meghaladja az említett átlagot. A városok közül Tokió emelhető ki, ahol reggeli forgalomból adódó nyári maximum antropogén hő fluxust 908 W m^{-2} -re becsülték, míg a téli maximumot 1590 W m^{-2} -re (ICHINOSE ET AL. 1999).

3. táblázat. Az antropogén hőtöbblet és a nettó sugárzási egyenleg amerikai, európai és ázsiai városok esetében.

Város	Antropogén hőtöbblet (W/m ²)	Teljes nettó sugárzási fluxus (W/m ²)
Chicago	53	
Cincinnati	26	
Los Angeles	21	108
Fairbanks	19	18
St. Louis	16	
Manhattan, New York City	117-159	93
Montreal	99	52
Moszkva	127	
Budapest	43	46
Bázel	5-20	
Reykjavik	35	
Lódz	17-71	
Osaka	26	
Tokió	200-1590	
Szingapúr	113	

A táblázat forrásai: (TAHA 1997; ICHINOSE ET AL. 1999; KLYSIK 1996; FAN & SAILOR 2005; OFFERLE ET AL. 2005; STEINECKE 1999; CHRISTEN & VOGT 2004).

A fent megemlített példákból kiderült, hogy a közepes földrajzi szélességen elhelyezkedő városokban az antropogén hőkibocsátás a téli időszakban nagyobb, mint nyáron, ami a téli magasabb energiaigénnyel magyarázható. Ez az évszakos különbség jobban kiéleződik a hideg téli klímával rendelkező régiókban (OKE 1987; TAHA 1997; WIENERT & KUTTLER 2005). Alacsony földrajzi szélességeken elhelyezkedő városok esetében a hűtési igény okozhatja a legnagyobb energiafelhasználást a nyári félévben (OKE 1987).

A nyári időszakban napközben a napsugárzás nagyobb szerepet tölt be a város felmelegítésében, mint az antropogén hő. Az éjszaka folyamán az antropogén hőnek nagyobb a súlya a városi energiamérlegben. Ugyanakkor a napsugárzás éjszaka megszűnik, hatása megjelenik hő formájában a városi struktúrából és nehéz megkülönböztetni az emberi eredetű és a napsugárzás alapú hőáramot a városban. A magasabb földrajzi szélességeken, télen az antropogén eredetű hőnek a városi hősziget kialakításában gyakran nagyobb a súlya, mint a napsugárzásból származó hőnek (FAN & SAILOR 2005).

1.4. A VÁROSI HŐSZIGET BECSLÉSE ÉS MODELLEZÉSE

Ebben a fejezetben bemutatom a városi hősziget modellezési technikái közül – a teljesség igénye nélkül – a különböző módszertani eljárásokat/technikákat, amelyeket a közelmúltban alkalmaztak eltérő földrajzi elhelyezkedésű és nagyságú városokban.

Az első statisztikai becslést a városi hőszigetre vonatkozólag 1950-ben készítették el (SUNDBORG 1950). Atkinson (2003) városi hősziget modellezési technikáit három nagy csoportba osztotta fel: i) hardver modellezés; ii) fizikai modellezés; iii) dinamikus, numerikus modellezés.

A **hardver modellezési** megközelítéssel szimulálták naplemente utáni időszakra a sugárzási geometria és felszínnedvesség hűtő hatását a városban kialakult termikus viszonyokra. Ezek a szimulációk eliminálták a turbulens hőátadás hatását, így jelentésük a nyugodt, gyenge széllel jellemezhető időjárási körülményekre értelmezhetők (SPRONKEN-SMITH & OKE 1999). Hasonló módszerrel vizsgálták Budapest sugárzási mérlegét is (PROBÁLD 1974).

A **fizikai modellek** alapját a felszín energiaegyenleg egyenletei képezik (MYRUP ET AL. 1993; MILLS 1997), míg a **dinamikus numerikus modellezés**, olyan eljárás, amely gyakran nem csak a felszín kényszerítő tulajdonságait foglalja magába, hanem a felszínközeli áramlási viszonyokat, valamint az energiaáramlási folyamatokat is (ATKINSON 2003; GRIMMOND ET AL. 2010; CHEN ET AL. 2011; LOUGHNER ET AL. 2012). Ezeken kívül alkalmaznak nem-determinisztikus módszereket, olyan adatvezérelt technikán alapuló intelligens algoritmusokat, mint a **neurális hálózatok** (MIHALAKAKOU ET AL. 2002; SANTAMOURIS ET AL. 1999), továbbá kifejlesztették a **statisztikai összefüggéseken** nyugvó empirikus modelleket a városi hősziget becslésére (BOTTYÁN & UNGER 2003; BOTTYÁN ET AL. 2005; SZYMANOWSKI ET AL. 2013).

London városi hősziget-intenzitás elemzésére háromdimenziós, nem hidrosztatikus, nagyfelbontású **numerikus modellt** alkalmaztak. A városi terület statikus paramétereinek leírására felhasználták a következő felszíni tulajdonságokat: albedó anomália értékeit; antropogén hőfluxust; emissziót, érdességet; égboltláthatósági tényezőt (SVF); felületi párolgást és a termikus tehetetlenséget. A modellezett eredményeket megfigyelt adatokkal ellenőrizték (ATKINSON 2003).

A **városi kanyon modellek** (urban canyon model – UCM), statikus paramétereit egy városrész vizsgálatánál az épületek és környezetét körülvevő utcák alkotják. A modell olyan energiaegyenleg-formulán alapul, amely leírja a hőátadást az épületek falai és utcák/járdák között. Ezen kívül figyelembe veszi az utcakanyon geometriáját, a szélességet, a bejövő napsugárzást, valamint számol az árnyékhattással a különböző napszakokban. A városi kanyon modelleket elsősorban azért kezdték

használni, hogy mélyebben megértsék az UHI kialakulásának az okait és mechanizmusait (NUNEZ & OKE 1976; NUNEZ & OKE 1977; OKE 1981). Továbbá olyan szempontból is alkalmazták az említett modelleket, hogy megvizsgálják a városi geometria hatását a városklímára (TODHUNTER 1990; SAKAKIBARA 1996; BLANKENSTEIN & KUTTLER 2004), valamint használták városi épületek energiaigényének meghatározására is (SANTAMOURIS ET AL. 2001). Sánchez De La Flor és Alvarez Dominguez alkalmazták a hőmérsékleti kanyonmodellt, amellyel megbecsülték a léghőmérsékletet, az épületek, járdák és az utak felszínhőmérsékletét. A modell szimulációs megoldása a hőmérsékleti egyenleg egyenletein alapul, amely azonban nem veszi figyelembe a légáramlásokat (DE LA FLOR & DOMÍNGUEZ 2004).

A városi kanyon modell méretétől nagyobb a **városi lombkorona-modell** (urban canopy layer model – UCLM), amely kiterjed az egész városra/városrészre és magába foglalja az épületek, utcák, terek háromdimenziós képét. Az UCLM leírja az utcák és falak között végbemenő sugárzási kölcsönhatásokat, valamint lehetővé teszi légáramlás szimulálását is a városi tetőrétegben (SOUCH & GRIMMOND 2006; MIRZAEI & HAGHIGHAT 2010). Bonacquisti és munkatársai is kidolgoztak egy városi lombkorona-modellt, ami alapvetően négy egyenleten alapul: i) épületek felszín energia egyenlegén; ii) energia egyenleg a talajszinten; iii) szenzibilis hő fluxus; iv) látens hő fluxus. Az alkalmazott modell eredményei megadják az épületek felületi hőmérsékletét, a léghőmérsékletet és a páratartalmat lombkorona szinten, valamint az átlagos felszínhőmérsékletet és léghőmérsékletet a felszíntől két méter magasan. Ezt a modellt alkalmazták Róma városklímájára nyári és téli időszakban egyaránt (BONACQUISTI ET AL. 2006).

A **neurális hálózatokat** adaptálták az adatvezérelt és intelligens technikák közül, hogy megbecsüljék a városi hősziget intenzitását (SANTAMOURIS ET AL. 1999). Ugyanakkor ezeket mint becselőmodellt használták a nappali és éjszakai városi hősziget szerkezetének predikciójára is, például Athén városára és környezetére (LIVADA ET AL. 2002). Mihalakakou és munkatársai javasolták a neurális háló modell alkalmazását a maximális hősziget-intenzitás becslésére Athénban. A modellbe alapvetően öt bemeneti paramétert építettek be: i) a szinoptikus légköri cirkulációt; ii) a különböző állomásokon mért léghőmérsékletet; iii) a referencia állomásokon mért léghőmérsékletet; iv) a maximális sugárzási értékeket; v) az átlagos szélesebséget. A megfigyelt és a modellezett értékek között szignifikáns összefüggést találtak (MIHALAKAKOU ET AL. 2002).

Más tanulmányokban Geo Információs Rendszereket (GIS), távérzékelési módszereket és adathalmazokat használtak (GALLO & OWEN 1999; VOOGT & OKE 2003; CHAPMAN & THORNES 2004; HART & SAILOR 2009). A különböző felszíni és városmorfológiai tulajdonságokat felhasználva a fent említett numerikus modelleket hanyagolva, a GIS módszereket helyezték előtérbe a város termikus jellemzőinek becslésére (UNGER & SÜMEGHY 2001; GÁL ET AL. 2005; CHEN ET AL. 2011; ZHANG ET AL. 2012).

Ezen kívül felhasználták a várost körülvevő természetes felszínek, környezeti tényezők, domborzat hatását, valamint a nyílt vízfelületek közelségét is (GIRIDHARAN ET AL. 2007). Az UHI modellezésre **algoritmusokat** is felhasználtak, mint például a többszörös lineáris regressziót. A városklíma vizsgálatánál az említett technikát meglehetősen korán kezdték alkalmazni (SUNDBORG 1950; LOWRY 1977), ami bevált modellezési módszernek bizonyult. A későbbi tanulmányokban hatékonyan használták a lineáris, illetve a nemlineáris regressziós eljárást becslő metódusként (ELIASSON 1996a; MORRIS ET AL. 2001; BOTTYÁN & UNGER 2003; BOTTYÁN ET AL. 2005; GANBAT ET AL. 2013). Ezen kívül alkalmaztak regressziós fa modellt (HART & SAILOR 2009; SOMERS ET AL. 2013), valamint súlyozott földrajzi regressziót. Utóbbi használata azért indokolt, mivel ezzel a technikával a városkörnyezeti hatások súlya meghatározható és modellezhető (SZYMANOWSKI & KRYZA 2012; SZYMANOWSKI ET AL. 2013). Az utóbbi időszakban módszertani összehasonlításokat végeztek, például összevetésre került a Bayesian entrópia és a krigelés térképezési módszerek a városi hősziget területi szerkezetének a becslésére (LEE ET AL. 2008).

A fent említett modellezési módszereket úgy használják, mint egy alkalmazható eszközt, hogy tisztázzák a különböző kialakító és befolyásoló tényezők súlyát/hatását a városi hőszigetre, bár egyes esetekben a modellezési módszerek összehasonlítására helyeződött a hangsúly. A sokszínű modellezési technika alkalmazása a különböző tanulmányokban azt sugallja, hogy nincs egyértelműen legjobb módszer, a megfelelő módszertípus kiválasztása az adott feladat, adathalmaz, felvetett kérdések sajátosságaiból fakad.

1.4.1 Az UHI időbeli változásának a vizsgálata statisztikai és projektív módszerekkel

A nagyobb világvárosokban az átlagos UHI erősség hosszú idősorában emelkedő tendenciát mutattak ki, amely azzal magyarázható, hogy az urbanizált területeken növekszik a népesség, a fűtési/hűtési energiaigény, antropogén hőtermelés, illetve változik a városfelszín tulajdonsága. Ezen kívül az is valószínűsíthető, hogy az éghajlatváltozás is fokozza a városhatást (WILBY 2003). A városi hősziget nagyságának időbeli változását számos nagyméretű városban kimutatták, ezek közül az alábbiakban bemutatásra kerülnek a jelentősebb eredmények.

Stone (2007) elemezte a városi és vidéki területen mért hőmérsékleti adatok trendjeit ötven amerikai nagyváros esetében. Kimutatta, hogy az átlagos hősziget-intenzitás évtizedes változása $0,05\text{ }^{\circ}\text{C}$ -kal növekedett az 1951-2000 közötti periódusban, valamint a háttér felmelegedésarány $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{évszázad}$ emelkedést mutatott az amerikai nagyvárosokban (STONE 2007). Hosszú időszakra vonatkozó elemzést készítettek London városára is. A világváros bel- és külterülete között megfigyelt éjszakai hősziget 1960-tól intenzívebbé vált, különösen a tavaszi és nyári évszakban. Ennek okai a megnövekedett emberi energiatermelés, a fokozódó

urbanizáció, valamint az időjárási helyzetek gyakoriságának változása (WILBY 2003). A napi maximális UHI erősségek pozitív változását figyelték meg hat dél-koreai nagyváros esetében. Az átlagos növekedés $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\pm 0,1\text{ SE}$)/évtized, ami eléggé magasnak bizonyult az 1973-2001 közötti időszakra vonatkozólag (KIM & BAIK 2004).

1.4.2. A klímaváltozás és városi hősziget különböző projekciók alapján

Az éghajlatváltozás a városklíma kapcsolatrendszerével kevés kutatás foglalkozott. Az alábbiakban a témához kapcsolódó, az utóbbi évtizedben megjelent tanulmányok fontosabb eredményeit ismertetem. Parker tanulmánya szerint a városklíma hatása a globális trendekre relatíve nagyon kicsi. Ez a hatás jóval kisebb, mint a globális felmelegedés ($0,74\text{ }^{\circ}\text{C}$) 1906 és 2005 között (PARKER 2010). A publikációi címeiben is kihangsúlyozza, hogy a „nagyterségi felmelegedés nem városi” hatás következménye (PARKER 2004; PARKER 2006). A legutóbbi éghajlati projekciók „előrejelzésében” az átlagos éjszakai hősziget intenzitása fokozódik a globális felmelegedés következtében (MCCARTHY ET AL. 2010).

Wilby (2008) a statisztikus leskálázás (Statistical DownScaling Model – SDSM) módszerét alkalmazva megállapította, hogy a londoni éjszakai hősziget $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ -kal fog emelkedni a nyári időszakban 2050-re. Ezen kívül szignifikáns összefüggést talált az UHI intenzitása és számos regionális éghajlati index között (légáramlás, örvényesség és a felszínközeli relatív páratartalom). Wilby megállapította, hogy a modellbe beépített tényezők az éjszakai hősziget napi változékonyságát 40%-ban magyarázza. Az elvárásoknak megfelelően tiszta és derült éjszakákon (alacsony légköri páratartalom), valamint kis szélsőbesség (anticiklonális időjárás) mellett erősebben kifejlődött az UHI. Kiemelendő az éjszakai hősziget-intenzitása csak gyengén korrelál a regionális hőmérséklettel, ami arra utal, hogy az intenzívebbé váló éjszakai UHI intenzitása *független a projektált hőmérséklet változástól*. A Wilby által meghatározott változások egyedül a regionális éghajlati variabilitásra érzékenyek. Figyelmen kívül hagyja más tényezők hatását, mint például a földhasználat változását, a kibocsátás mértékét, a klíma visszacsatolásokat, valamint a levegőtisztaság és a hősziget közötti összefüggéseket (WILBY 2008).

Hasonló eredményekről számoltak be McCarthy és munkatársai, akik tanulmányozták a duplájára növelt CO_2 -koncentráció potenciális hatását a hősziget-intenzitásra úgy, hogy alkalmazták a városi felszínsémát a Globális Klíma Modellben (GCM). A klíma szimulációs eredményekben a CO_2 változás növeli a forró napok ($T_{\text{max}} > 35\text{ }^{\circ}\text{C}$) számát úgy a városi, mint a vidéki területeken. Ám az urbánus és a rurális emelkedés szignifikánsan különbözött a forró éjszakák gyakoriságának tekintetében. A forró éjszaka alatt azt értik, hogy a vidéki és a városi felszín fölött a T_{min} meghaladja a nem-urbánus felszín T_{min} hőmérséklet-eloszlás 99-es percentilis küszöbértékét. Nagyobb városok esetében, mint például Peking, a szimuláció eredményében a forró éjszakák száma a vidéki felszín fölött további tizennégygyel volt több,

míg a városi felszín fölött huszonhat forró éjszaka adódott. Ám ez egy óvatos becslés, mivel további energiaforrások (légkondicionáló, közlekedésből adódó hő) nem szerepelnek az elemzésekben (MCCARTHY ET AL. 2010). Ez további tizenöt forró éjszakát jelentene, így összesen negyvenegy éjszakára növekszik a számuk, ami 60 W m^{-2} energia többletnek tekinthető Peking városában.

Az európai városok közül London esetében a forró éjszakák növekedése a vidéki felszínek fölött a város központjában három és összesen tíz nap adódott a szimulációs eredményekben. Bár ezek az eredmények nem túl szélsőségesek, emellett meg kell említeni, hogy a hőhullámos napok előfordulása gyakoribbá válhat Európa nagyobb részén (WILBY 2003; HOFFMANN 2012). Az éghajlatváltozás a forró éjszakák számának növekedéséhez vezet a városoknál és a vidéki területeken, valamint valószínű, hogy növekszik a hőterhelések száma és a hőhullámok hatása (MCCARTHY ET AL. 2010).

A hagyományos tetőfelületek megváltoztatása reflektívekre (fehér háztetők és világos burkolatok) növelhetik az albedó értékét a városi területeknek (AKBARI & KONOPACKI 2005). Ez az albedó-növelés hőmérséklet-csökkentő befolyással bír az urbanus területeken, így mérsékeli a globális hőmérséklet-növekedés hatását. Akbari és munkatársai készítették több évtizedre vonatkozó szimulációt, amelyben globális szinten nő az albedó $\pm 20^\circ$ és $\pm 45^\circ$ földrajzi szélesség közé eső rurális és városi területet lefedve. A szimulációs eredmények alapján hosszú távú globális hűtő hatást vált ki, amely $3 \times 10^{-15} \text{ K}$ minden 1 m^2 felületnek 0,01 albedó-növekedés a természetes felszínek esetében. Egy másik szimulációsorozatban az urbanus helyszínek albedó értékét növelték a kiterjedésüknek megfelelően. Az eredmények alapján 0,01-0,07 K között mozgó globális lehűlést jelent az albedó növelése, amely megfeleltethető 20-150 milliárd tonna CO_2 tömegével (AKBARI ET AL. 2012).

1.5. A VÁROSI HŐSZIGET KUTATÁSA EURÓPÁBAN

Az utóbbi negyedszázadban fontos városi hősziget vizsgálatokat folytattak a világ különböző nagyvárosaiban, melyek közül az európaiak kerülnek bemutatásra. A tanulmányban város és a vidék közötti hőmérséklet-különbségeket mutattak ki empirikusan, felhasználva a **meteorológiai állomások** által rögzített (YAGUE ET AL. 1991; HOLMER ET AL. 1999; BERANOVÁ & HUTH 2005) vagy **mobil mérési technikával** összegyűjtött adatokat (BOTTYÁN & UNGER 2003; SZEGEDI & KIRCSI 2003a; BOTTYÁN ET AL. 2005; ALCOFORADO & ANDRADE 2006; SZYMANOWSKI & KRYZA 2012). A fent említett tanulmányok többsége a városi hősziget-intenzitás maximális kifejlődése és a nagytérségű időjárási helyzetek, meteorológiai paraméterek közötti kapcsolatrendszerrel foglalkozik (HOUSE & SANTAMOURIS 2011). Ezeket az eredményeket táblázatokban foglalom össze, a városokat és külön régiókba sorolva (**4. táblázat; 5. táblázat; 6. táblázat**).

A **mediterrán** térségben végzett mérési kampányok többsége (Róma, Lisszabon, Aveiro, Madrid, Granada) az UHI intenzitás éjszakai kifejlődésére fókuszált. Ezekben a városokban az UHI értéke 2 °C-tól 9 °C-ig változott (**4. táblázat**). A népesség és népsűrűség adatok aktualitása 2010-2015 közötti időszakra vonatkozik.

4. táblázat. Mediterrán térség városainak hőszigetre vonatkozó eredményei.

Régió/Város Népesség/népsűrűség		A hőszigetre hatást gyakorló tényező			Mérés módja	A maximális UHI kifejlődése a vizsgált időszakban
		Szél-viszonyok	Felhőborítottság	Anticiklon helyzetben		
Mediterrán régió	Athén 3,1 mil./7561	szélcsend		kedvez	állomás	15 °C (abszolút max) központ; 6,1 °C park terület, nyári időszakban
	Róma 2,9 mil./2134	szélcsend			állomás	2,5 °C télen 4,3 °C nyáron
	Parma 192,000/740					tavaszi és nyári
	Florence 381,000/3,7	szélcsend	0-1 okta	kedvez	állomás	3 °C, nyári időszak
	Lisszabon 545.000/5839	gyenge északi szél	0 okta	kedvez	állomás	6 °C nyáron
	Aveiro 78.500/400	szélmentes	0 okta	kedvez	mobil	7,5 °C,
	Madrid 3,1 mil./5390	gyenge szél	0 okta	kedvez, erősebb	állomás	3,1 °C nyár
	Granada 235.800/2,7	gyenge szél	0-2 okta	kedvez		5 °C, téli hónapok
	Izmir 4,1 mil. Bursa 1,9 mil. Adana 1,7mil.				állomás	6,5-9 °C között változik, nyáron erősebb

A város mérete és a hősziget mértéke közötti összefüggés nem mutatható ki a régióban, de annyi bizonyos, hogy a nagyobb hősziget-erősségek kis szélsébség vagy szélmentes időjárási helyzetekben erőteljesebben kifejlődnek. Kivételt képez Lisszabon, mivel itt erős ($3-6 \text{ m s}^{-1}$) északi szél esetén is megfigyelték a maximális UHI értékeket a városközpontban, ám ez a földrajzi helyzetével, pontosabban a „medence” hatással (sheltering effect) magyarázható (ALCOFORADO & ANDRADE 2006). Aveiro, Madrid és Granada esetében a tiszta, felhőmentes időjárási körülmények között fejlődik ki a maximális hősziget intenzitás. A leggyakrabban

előforduló maximális UHI értékek Aveiro és Madrid kapcsán, az anticiklonális időjárási helyzetekhez köthetők (YAGUE ET AL. 1991). A nappali órákban figyelték meg a hősziget-intenzitás maximális értékét Athén és Parma városában. Szezonális szempontból magasabb hősziget értékek adódtak Athénban a nyári periódusban (LIVADA ET AL. 2002). Ugyancsak Róma, Madrid és Parma esetében pedig az említett évszakfüggőséget tárták fel. Lisszabon városában az UHI a minimumát a déli órákban érte el, valamint éves menet tekintetében a nyári félévben voltak nagyobbak a maximális kifejlődések (ALCOFORADO & ANDRADE 2006; ALCOFORADO ET AL. 2015).

Közép-Európában és Nagy-Britanniában a mérési kampányok az éjszakai maximális UHI kifejlődésére fókuszáltak (5. táblázat).

5. táblázat. Közép-Európa és Nagy-Britannia városaira vonatkozó UHI eredmények.

Régió/Város Népesség/népsűrűség		A hőszigetre hatást gyakorló tényező			Mérés módja	A max UHI kifejlődése a vizsgált időszakban
		Szél-viszonyok	Felhőborítottság	Anticiklon helyzetben		
Közép Európa régió	Budapest 1,7 mil./3305	gyenge szél	0-1 okta	kedvező	állomás	tavaszi és nyári
	Szeged 162,600/606	szélmentes	0-3 okta	kedvező	mobil	3,1
	Debrecen 203,600/403	gyenge szél	0-4 okta	kedvező	mobil	5,8 °C
	Wroclaw 634,500/2000	változó szél	0-6 okta	kedvező	mobil	8-9° C tavasz (április, május)
	Łódź 703,186/2398	gyenge szél	UHI erősebb 0 okta esetén	kedvező	állomás	10 °C
	Prague 1,2 mil./2466	-		kedvező	állomás	nyári félévben erősebb
	Bukarest 1,8 mil./12411	változó erősségű			állomás	3,5 °C
	London 8,4 mil./4542		változó felhőzet		állomás	7 °C nyári időszakban

A tanulmányozott városokban a hősziget-intenzitás menetét éjszakai maximummal figyelték meg. A legmagasabb UHI értéket a régióban Łódź-ban (12 °C), míg a legalacsonyabbat Bécsben (1,6 °C) mérték (KŁYSIK & FORTUNIAK 2005; WIENERT & KUTTLER 2005). Hasonlóan a mediterrán térség városaihoz, nem mutattak ki összefüggést a városi lakosságszám és a maximális hősziget-intenzitása között.

További eredmények szerint – Bukarest, Szeged, Debrecen, Wrocław és Łódź városában – a hősziget kifejlődése szempontjából szélcsendes és felhőtlen időjárási szituációk kedveztek a maximális kifejlődéshez (SZEGEDI ET AL. 2013; SZYMANOWSKI 2005). A kutatók a hősziget-intenzitást kifejlődési nagyságuk alapján osztályozták. Megállapították, hogy maximális kifejlődések Prága, Debrecen, Łódź, Szeged esetében az anticiklonális időjárási helyzetekben fordulnak elő (UNGER 1996; BOTTYÁN & UNGER 2003; BERANOVÁ & HUTH 2005). Évszakos vonatkozásban a maximális kifejlődés tavasszal és nyáron volt megfigyelhető Bukarest, Debrecen és Wrocław városokban (TUMANOV ET AL. 1999; SZEGEDI ET AL. 2013; SZYMANOWSKI ET AL. 2013). London városában a nyári periódusban az éjszakai hősziget kifejlődött erősen (7 °C-ot is elérte) a központi részen, ahol nagy az antropogén hőtermelés (KOLOKOTRONI ET AL. 2006).

Észak-európai kutatások azt mutatják, különösen Moszkvában és Göteborgban, hogy a legmagasabb UHI intenzitások az éjszakai órákban teljesedtek ki (6. táblázat). Az átlagos maximális hősziget-intenzitás Moszkvában 9,8 °C volt (LOKOSHCHENKO 2014), míg Göteborg városában 6 °C figyeltek meg (UPMANIS & CHEN 1999).

6. táblázat. Észak-Európa régióra vonatkozó UHI eredmények.

Régió/Város Népesség/népsűrűség		A hőszigetre hatást gyakorló tényező			Mérés módja	A max UHI kifejlődése a vizsgált időszakban
		Szél- viszonyok	Felhő- borítottság	Anticiklon helyzet		
Észak-Európa régió	Moszkva 12 mil./4780	szélcsendes	tiszta égbolt 0-2 okta	kedvező	mobil	9 °C
	Göteborg 548 109/1200	kevesebb 3 m s ⁻¹	tiszta égbolt esetén	kedvez a kifejlődésnek	mobil	2,5 °C
	Oulu 194 289/355	változó erősségű	0-9 okta között változik	kedvez a kifejlődésnek	állomás	3,2 °C július 5,7 °C január
	Turku 179 428/720	változó erősségű	0-9 okta között változik	kedvez a kifejlődésnek	állomás	7,1 °C átlagos max. UHI

Moszkvában az évszakos vonatkozásban a hősziget-intenzitás maximális kifejlődését a május és augusztus közötti időszakban figyelték meg. A kifejlődések szinoptikus

háttér az alacsony szélességhez, derült égbolthoz, anticiklonális időjárási helyzethez köthetők. Ugyanakkor Oulu városában a téli félévben mértek magasabb maximális hősziget-intenzitás értéket, $5,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot. Ezen kívül Turku város központjában a környezethez képest $7,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot (UHI) figyeltek meg, valamint kimutatták a maximális kifejlődés téli évszakfüggőségét (SUOMI & KÄYHKÖ 2012).

2. MÓDSZEREK ÉS ELJÁRÁSOK

2.1. A VIZSGÁLT TERÜLET

2.1.1. Földrajzi fekvés

Beregszász és Debrecen földrajzilag Európa középső részén, a Kárpát-medence keleti felében a Nagy-Alföld sík területén – amely nagyobb orográfiai hatásoktól mentes – fekszik, viszonylag nagy távolságra a tengerektől. Beregszász természetföldrajzi szempontból két nagy tájegység, a Kárpátaljai-alföld és a Beregszászi-dombvidék határán alluviálisan feltöltődött síkon fekszik. A településtől délnyugatra folyami hordalék alkotta lapos síkság helyezkedik el, amelyet helyenként kisebb dombok tagolnak (2. melléklet). A várostól délkeleti irányban a Beregszászi-dombvidék fekszik, amelynek az abszolút legmagasabb pontja a 367 méter magasságú Nagy-hegy (IZSÁK 2007; MOLNÁR 2009). A település alapterülete 19 km², állandó lakosainak száma 24 030 fő (2015), átlagos tengerszint feletti magassága 117 m, amely majdnem teljesen sík terület, nagy nyílt vízfelületektől mentes, mindössze egyetlen felszíni vízfolyása a város belterületén keresztül folyó Vérke-csatorna. Ezek az adottságok a városklimatológiai szempontú vizsgálathoz alkalmasak (MOLNÁR ET AL. 2006; GOLDRICH 2009).

A Kárpát-medencében elhelyezkedő síksági települések városklíma vizsgálatai összehasonlíthatóak, mivel nem zavarja meg orográfiai tényező, vagy jelentősebb vízfelszín a hősziget-intenzitás kifejlődését. A párhuzamos megfigyelések lehetővé teszik, hogy a hasonló szinoptikus helyzetben különböző méretű városban kifejlődő hősziget-intenzitás értékeket összehasonlítsam.

Debrecen a Hajdúhát déli peremén fekszik, három tájföldrajzi kistáj találkozási pontjában. A Hajdúhátba bevágódó Tócsa-ér völgye határolja a települést nyugatról, melynek tengerszint feletti magassága 120 méter. A völgytől keletre a település területének nagyobbik része helyezkedik, amely a Dél-Nyírséghez tartozik, míg a város északnyugati része a Dél-Hajdúság területeit érinti (LÓKI ET AL. 2014). A településen és környezetében nem található jelentősebb nyílt vízfelület, valamint folyó sem szeli át a területét. Alapvetően eolikus formák uralják a felszíni formakincsét, amely viszonylag sík, homogén domborzati képet rajzol ki. Az említett természetföldrajzi és környezeti adottságok kedvező feltételeket biztosítanak a városi hősziget vizsgálatához, ahogyan az *1.3.2. alfejezetben* említésre került (SZEGEDI & KIRCSI 2003a; BOTTYÁN ET AL. 2005).

Debrecen regionális centrumként a második legnagyobb népességű (lakosságszám 2012-ben 204 700 fő) városa Magyarországnak. Az észak-alföldi régióban kiemelkedő kulturális, felsőoktatási és gazdasági szerepet tölt be.

2.1.2. Éghajlati adottságok

A módosított Köppen-Geiger globális klímaosztályozás szerint mindkét város Cfb (meleg mérsékelt éghajlat egyenletes csapadékeloszlással) klímaövezetbe tartozik. Megjegyzendő, hogy Beregszász éppen az övezet keleti határán helyezkedik el.

A beregszászi meteorológiai állomás adatai alapján a város éghajlata a következő: mérsékelt kontinentális, főleg az Atlanti-óceán felől érkező, részben mediterrán légtömegek hatása alatt áll. A legmelegebb hónap a július, az átlaghőmérséklet elérheti a 21 °C-ot. Január a leghidegebb hónap: – 2,7 °C átlaghőmérséklettel, a hótakaró vastagsága nem állandó, ritkán haladja meg a 20 cm-t. Az évi átlagos csapadékmennyiség 682 mm. A csapadék nagy része záporok formájában esik (60-70%), általában a legkevesebb télen hullik (20%). Előfordulhat aszályos év is, amikor az évi csapadékmennyiség 500 mm alá süllyed (**7. táblázat**).

Debrecenben az éves csapadékmennyiség 550 mm, amely évről évre szélsőségesen ingadozhat, ez gyakran okoz problémát a mezőgazdaság számára. Az évi csapadékmennyiség változására a nyári maximum – május és június hónapokban, míg a január-februári időszakban a minimum (**7. táblázat**) jellemző. Debrecenben a napsütéses órák éves összege átlagosan 1982 óra, de évről évre nagy változékonyságot mutat. A napfénytartam jellegzetes évi menettel rendelkezik, a nyári hónapokban van a maximuma – havi 250-270 óra, míg november-január időszakban a minimuma – havi 50-70 óra. Általában a nyár napos és meleg, így a középhőmérséklet 20 °C körüli. A tél hideg és gyakran van hótakaró, a leghidegebb hónap a január, amelynek a középhőmérséklete – 3 °C körüli. Az évi középhőmérséklet ingás több, mint 20 °C, amely az éghajlat kontinentális jellegéből fakad. Az átlagos középhőmérséklet közel 10 °C körüli, valamint az átlagos szélsőbesség 3 m s⁻¹ körüli uralkodó északkeleti széliránnyal.

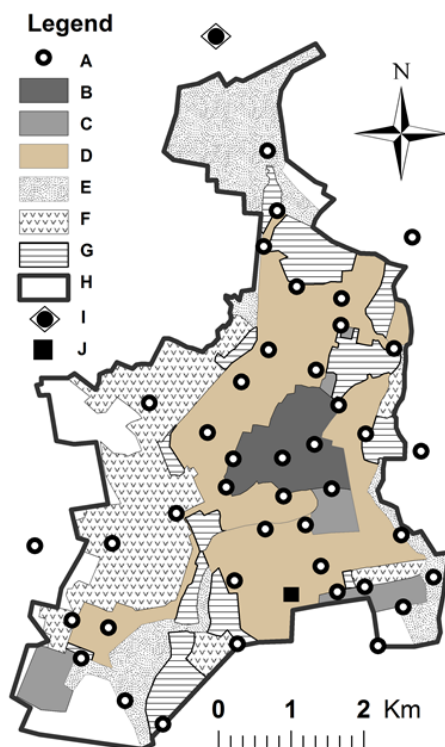
7. táblázat. Beregszász és Debrecen klímanormái 1961-2010 között.

Éghajlati paraméter	Beregszász	Debrecen
Évi középhőmérséklet [°C]	9,8	9,9
Évi középhőmérséklet ingás [°C]	21,8	22,9
Januári középhőmérséklet [°C]	– 2,7	– 2,6
Júliusi középhőmérséklet [°C]	20,2	20,3
Évi csapadék összeg [mm]	682	566
Évi átlagos szélsőbesség [m s ⁻¹]	2,1	2,8
Napsütéses órák száma [óra]	1998	1982

2.2. ALKALMAZOTT MÉRÉSI MÓDSZEREK

2.2.1. A hősziget kimutatása 2005-ben és 2010-ben mobil módszerrel Beregszászban

Mivel a hősziget térbeli képét jelentősen befolyásolják a város beépítési viszonyai (SZEGEDI & KIRCSI 2003a), a mérési útvonalba be kell vonni a különböző beépítettségű utcákat, a településen kívüli beépítetlen területeket, valamint a Beregszászt keletről szegélyező hegygerince felemelkedő utakat is. Az útvonalon ki lett jelölve 42 mérési pont, amelyek egyrészt reprezentálják a tipikus beépítési típusokat, másrészt többé-kevésbé egyenletesen lefedik a város területét (8. ábra).



8. ábra. Az UHI mérési pontjai (A) és a város morfológiai típusai Beregszászban: B–zárt kisvárosi 3-5 emeletes beépítés, C–többszintes panelházak (5-8 szint), kertvárosi beépítés (1-2 emelet), E– nyitott falusias alacsony beépítés, F– ipari terület, G– összefüggő zöldterület a városon belül, H–a vizsgált terület határa, I– városon kívüli referencia pont, J– meteorológiai állomás.

A méréssorozat egy éven keresztül (2005 és 2010) tíznaponkénti ütemezéssel valósult meg. A dekádokon belül a konkrét mérőnapok kijelölése az időjárási viszonyok figyelembe vételével történt: az esős és az erősen szeles estéket kizártuk a mérési alkalmak közül, mivel ilyen feltételek mellett a hősziget nem fejlődik ki (LÁSZLÓ & SZEGEDI 2015).

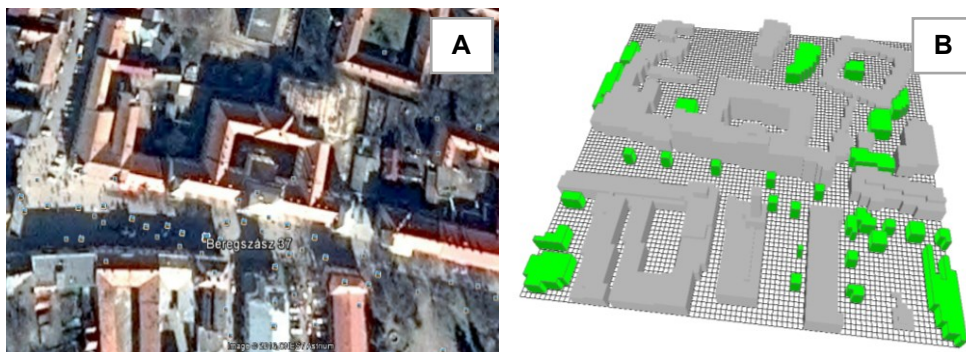
A mérőkörutat napnyugta után kb. három órával kezdtük, amikor a hősziget kifejlődése a legerőteljesebb (BOTTYÁN & UNGER 2003). A mérőutak során autóval végigmentünk az előre megtervezett útvonalon, és a mérési pontokban manuálisan rögzítettük a hőmérsékleteket. A digitális hőmérő szenzorát az emberi komfortérzés szempontjából kiemelt 1,5 m-es magasságban helyeztük el, a gépkocsitól oldalirányban 30 cm-es távolságban úgy, hogy a járműből kiáramló melegebb levegő ne érje. A mérőpontok bejárása után megismételtük a méréseket ugyanazon az útvonalon, csak visszafelé. Így minden pontban kétszer mértük a hőmérsékletet. A mérések referencia időpontjául a végponti (42-es mérőponti, azaz **8. ábra: I**– városon kívüli referencia pont) mérés idejét vettük, mivel ez egyben a többi pont mérésidőinek az átlaga is. A mért hőmérsékleti értékeket összevetettük a Beregszász déli részén elhelyezkedő szinoptikus meteorológiai állomás párhuzamosan működő termográfja által rögzített adatokkal. Kiszámítottuk a mérőponti hőmérsékleti anomáliákat a termográf által rögzített értékekhez képest. Végül kivontuk az egyes mérőpontok oda- és visszaútra meghatározott hőmérsékleti anomáliaértékeinek az átlagából a síksági külterületi mérőpontok a megfelelőjét (BOTTYÁN ET AL. 2005; MOLNÁR ET AL. 2006). Az általunk alkalmazott mobil mérési módszer a debreceni és a szegedi városklíma kutatók gyakorlatát követte (BOTTYÁN & UNGER 2003; SZEGEDI & KIRCSI 2003a).

2.2.2. A lokális városi hősziget mérése 2012-2013 közötti időszakban, Beregszászban

Az elemzések alapjául szolgáló mérések két helyszínen folytak párhuzamosan: Beregszász belvárosában, valamint a tőle 1,5 km-re délre, a város szélén elhelyezkedő beregszászi meteorológiai állomáson (WMO állomás kód 33634; földrajzi elhelyezkedése É.sz.: 48,19°. K. h.: 22,64° a tengerszint felett 122 m; operatíván működő mérőállomás megfigyelő személyzettel). A városi és a vidéki állomás tengerszint feletti magasságának a különbsége nem haladta meg a két métert.

A városklíma-állomás Beregszász sűrűn beépített (85%) részén a város központjában a **II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola** udvarába lett elhelyezve, amely LCZ séma (LCZ sémáról bővebben: 3. és 4. mellékletben) szerint LCZ 2 osztályba tartozik, kompakt középmagas épületekkel, elszórta kisméretű fás vegetációval (STEWART & OKE 2012). Az LCZ típus meghatározására objektív fizikai

paramétereket használtam fel (égboltláthatósági index, H/W arány, épület alapterület arány, érdességi elemek magassága). Ezek a paraméterek jól jellemzik a felszín geometriáját vagy felszínborítottságát, valamint a felszín termikus, sugárzási és energetikai sajátosságait.



9. ábra. Beregszász központja műholdképen (A – bal oldali ábra), illetve a háromdimenziós modellje (B – jobb oldali ábra).

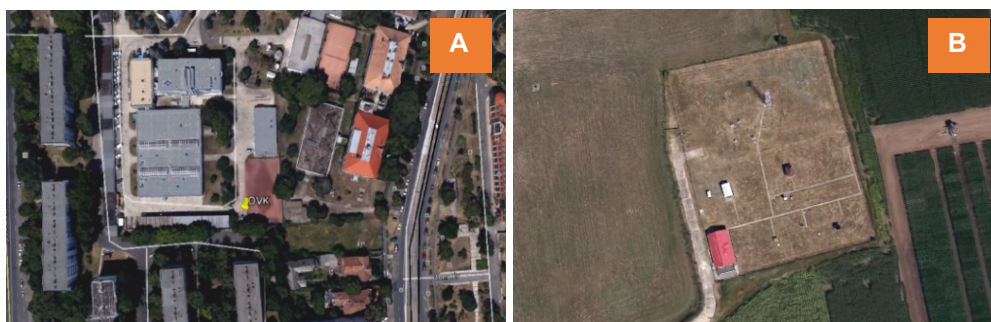
A vizsgált terület reprezentálja a város legbeépítettebb, valamint a városi hősziget maximális kifejlődése szempontjából kedvező, zárt kisvárosi központi zónáját (9. ábra). Természetesen minden városklíma mérés helyszíne kompromisszumok eredménye, így a belső udvaron folytatott mérések is magukon viselik a belső terek sajátosságait, így eltérnek pl. egy belvárosi közparkban, vagy egy aszfaltozott terület mellett folyó mérésektől. A belvárosi mérések az automata mikrometeorológiai állomáson másfél éven át (2012. január 1-től 2013. április 30-ig) folytak kisebb megszakításokkal, amelynek összessége a vizsgált időszak 2,5%-át tette ki.

Mértük a levegő hőmérsékletét, nedvességét (Vaisala HMP45), szélesebességet és szélirányt (05103-L Wind Monitor, Campbell), a globálsugárzás (Schenk pyranométer), a sugárzásegyenleg (Q7 sugárzásegyenleg-mérő) és a talajhőmérséklet (Campbell 107 termisztor) értékeit. A mérési eredményeket egy Campbell–CR10 adatgyűjtő rögzítette (5. melléklet). Megjegyzem, hogy a szélesebességet a város központjában mértük a tetőszint magasságában, a földfelszíntől 25 m távolságban. A városi hősziget-intenzitás értékét a belterületi mikrometeorológiai állomáson és a külterületi beregszászi szinoptikus meteorológiai állomáson mért óránkénti hőmérséklet-különbségként határoztam meg. Az elemzések kiterjedtek: i) a hősziget napi járására, annak ii) évszakos sajátosságaira, valamint az azt meghatározó iii) meteorológiai feltételekre.

2.2.3. A lokális városi hősziget mérése 2010-2015 közötti időszakban, Debrecenben

Az alább kapott eredmények alapjául szolgáló mérések párhuzamosan két helyszínen folytak: Debrecen városában a Magyar Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézet (ATOMKI) területén, valamint a tőle 4,9 km-re észak-nyugatra, Kismacs mellett elhelyezkedő Agrometeorológiai Obszervatóriumban (1,8 km-re a város beépített területétől). A városi és a vidéki állomás tengerszint feletti magasságának a különbsége nem haladta meg a két métert. Debrecen földrajzi fekvése kedvez a városi hősziget kifejlődésének, hiszen a környezete mentes az orográfiai zavaró tényezőktől. Ilyen szempontból előnyös az is, hogy a várost nem szeli át folyó, valamint a közelében nem található nagyobb vízfelület (SZEGEDI 2007).

A városklíma-állomás Debrecen sűrűn beépített részén (72% a mérőpont körüli két hektáros környezet), az MTA Atommagkutató Intézete (ATOMKI) udvarán található, a belvárostól 1 km-re északi irányban (**10. ábra**). A lokális klímazóna osztályozási séma szerint LCZ 2 osztályba tartozik, kompakt középmagas épületekkel, elszórtan fás vegetációval. A mérőpont és környezetének a viszonyát a 45°-os felbontást alkalmazva számszerűsítettem a H/W (épület magasság utcaszélesség) arányt, amelynek az értéke 0,14 volt.



10. ábra. Debreceni automata meteorológiai állomás (A – bal oldali ábra) és környezete (ATOMKI) és az Agrometeorológiai Obszervatórium elhelyezkedése (B – jobb oldali ábra).

Az adatgyűjtést Davis 6152 Vantage típusú automata állomás végezte. 2010. október 1 – 2015. december 31. közötti időszakban folytak a mérések kisebb megszakításokkal. A műszer az ajánlásoknak megfelelően földfelszíntől 2 m magasságban lett elhelyezve, így a mérési kampány reprezentálja a környezetének lokális klímáját (OKE 2006a). Ez az állomástípus ideális városklimatológiai vizsgálatokhoz, hiszen megfelelő pontosságú, hőmérséklet ($\pm 0,1$ C), páratartalom ($\pm 2\%$) és szélesség ($\pm 0,1$ m s⁻¹) mérésére alkalmas szenzorokkal rendelkezik. A referencia mérésként az Agrometeorológiai Obszervatórium

10 perces felbontású, nagy pontosságú adatait használtam fel, melynek mért adatai a természetes környezet klímáját reprezentálják.

2.3. ALKALMAZOTT ELEMZÉSI MÓDSZEREK

2.3.1. Felszínparaméterek meghatározása Beregszászban

A Beregszász különböző részein kifejlődő hősziget-intenzitásra hatást gyakorló felszínparaméterek közül hármat jellemeztem: i) a mérőpont távolsága a város beépített területének a határától; ii) a nempárologtató felszín aránya a mérőpont környezetében, iii) az égbolttakarási index. A mérőpontok távolságát a városhatártól az egyszerűség elve alapján a másik kettőhöz hasonlóan relatív skálán határoztam meg: így a városperemnek 0, az attól befelé legtávolabb fekvő pontoknak (a város geometriai középpontja) pedig 1 érték felel meg. A többi belterületi mérőpont városhatártól számított távolságértéke 0-1 között változik kintől befelé növekedve. A külterületi mérőpontok negatív távolságértékeket kaptak. Mivel a nempárologtató felszín a nap folyamán több hőt tárolnak el, mint a természetközeli párologtató felszín, ezért ez a különbség befolyásolja a város energiaegyenlegét. Ennek következtében a város légtere melegebbé válik környezeténél, azaz kialakul a hősziget.

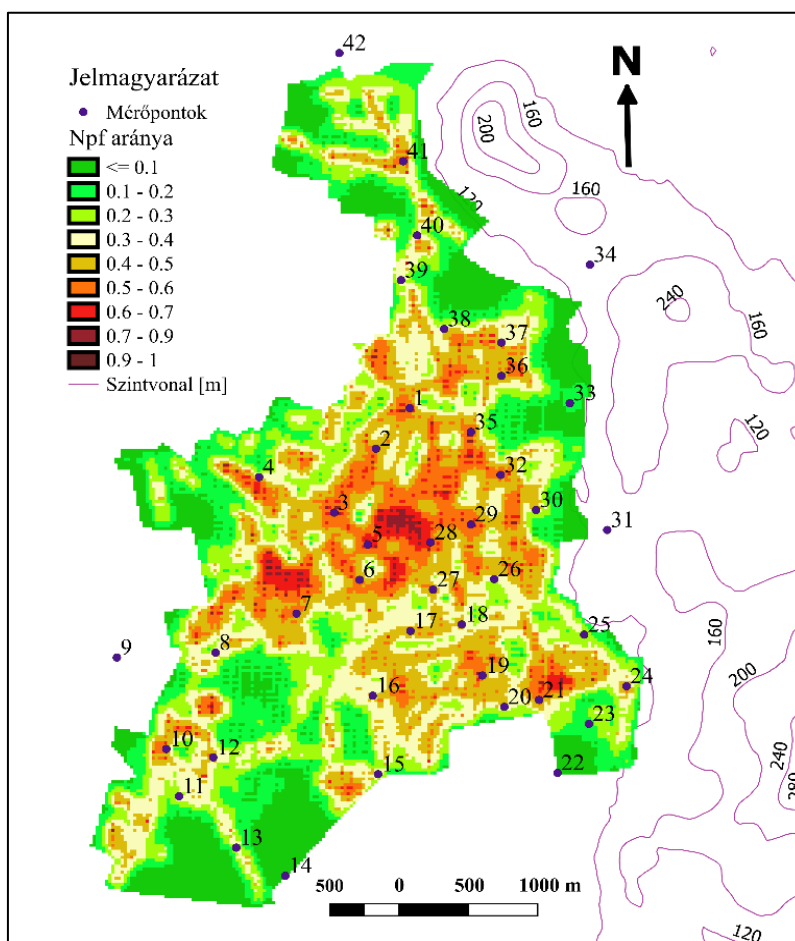
A települési hősziget kialakulásához és fokozódásához hozzájárul a nempárologtató felszín aránya (NPF). Ha a településeken ez az arány átlagosan nagy, akkor általában „erősebb” hősziget fejlődik ki, mint egy olyan területen, ahol ez jóval kisebb. A természet közeli párologtató terület olyan felület, ahol a felszínt növényzet borítja (fák, bokrok, pázsit stb.), vagy a csupasz talajfelszín. A nempárologtató felszíneket főleg az emberi tevékenység alakította ki (épületek, útburkolat, egyéb építmények). A paraméter becslésére a műholdképek elemzését találtam a legmegfelelőbbnek. Így a nempárologtató felszín arányát a Google Earth interneten közzétett nagyfelbontású valódi színezésű műholdképek alapján digitalizálással határoztam meg (earth.google.com).

A meghatározott vektorállományra 15×15 méter sűrűségű négyzethálót illesztettem és megállapítottam, hogy a rácsponatok természetközeli állapotú párologtató vagy nempárologtató mesterséges felszínekre esnek-e. Ezért a vektor állományból raszter állományt készítettem, amit QGIS 2.18.3 program segítségével végeztem el (<http://www.agt.bme.hu/gis/qgis>).

A vizsgálat folyamán megfontolandó kérdés volt a mérőpontok azon nagyságú környezetének kiválasztása, amely a hősziget-intenzitást erőteljesebben befolyásolja.

Ezért négy különböző változatot alkalmaztam, amelyek közül a statisztikai elemzéssel választottam ki a legbefolyásolóbb területnagyságot (**8. táblázat**). Négy területet definiáltam, melyek a következők: i) a 9 rácspont a mérőpont 0,21 ha-os környezetét reprezentálja (NPF₁); ii) az 5×5-os rács, 0,59 ha-os területet fed (NPF₂); iii) a 49 rácspont, a mérőpont 1,2 ha-os területét képviseli (NPF₃); iv) a 81 rácspont a mintavételi pont 1,9 ha-os térségét borítja (NPF₄).

A vizsgálat eredményét 3.2.1. *alfejezetben* mutatom be. A nempárollogtató felszínek arányának a meghatározott adatbázisa alapján a QGIS 2.18.3 program segítségével izovonalas térképeket készítettem (**11. ábra**).



11. ábra. A nempárollogtató felszínek aránya Beregszászban, valamint a mérőpontok.

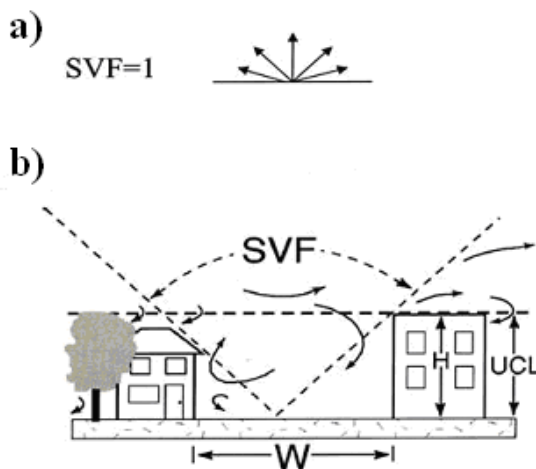
Az alkalmazott geoinformatikai program különböző típusú interpolációs technikákat kínál, amelyek közül az IDW-t használtam. Az alkalmazás úgy számítja ki az

izovonalakat, hogy figyelembe veszi a környező pontok értékeit, valamint távolságuknak megfelelően súlyozza azokat.

Az éjszakai hősziget a városi, illetve települési felszínek külterülettől eltérő hosszúhullámú kisugárzása miatt alakul ki. A nappal eltárolt hőmennyiség a tagolt felszíngeometria miatt csak korlátozottan tud a sugárzás révén eltávozni, hiszen annak egy része az égbolt helyett az épületek falában elnyelődik, és onnan részben visszasugároz a felszín felé. Így a városi felszín módosítja a sugárzási viszonyokat, ezzel a város sugárzási egyenlegét is, amelynek következtében a város légtere melegebbé válik környezeténél, vagyis kialakul a hősziget.

A városi hősziget-intenzitásának vizsgálatához fontos a város felszín geometriáját jellemezni. Ennek a felszíni tagoltságnak a számszerűsítésére az égboltláthatósági index (SVF) az egyik megfelelő paraméter, amelynek értéke a teljes égbolt láthatósága esetén 1 (12. ábra), míg teljes korlátozás mellett 0 (ELIASSON 1996b).

A város területére alkalmazott SVF becslési módszereket a következőképpen lehet csoportosítani, címszavakban kiemelve a módszerek lényegét, a megközelítés módját: i) méretarányosan kicsinyített modell; ii) analitikus módszer (terepi felmérés – távolság és a szögmérés, magasság és a távolság aránya), grafikus becslés; iii) halszemoptikával készült fotó manuális és szoftveres kiértékelése; iv) GPS vevő jeleinek kiértékelése; v) geometriai attribútumokat leíró adatbázis (3D) elemzése számítógépes algoritmusokkal.

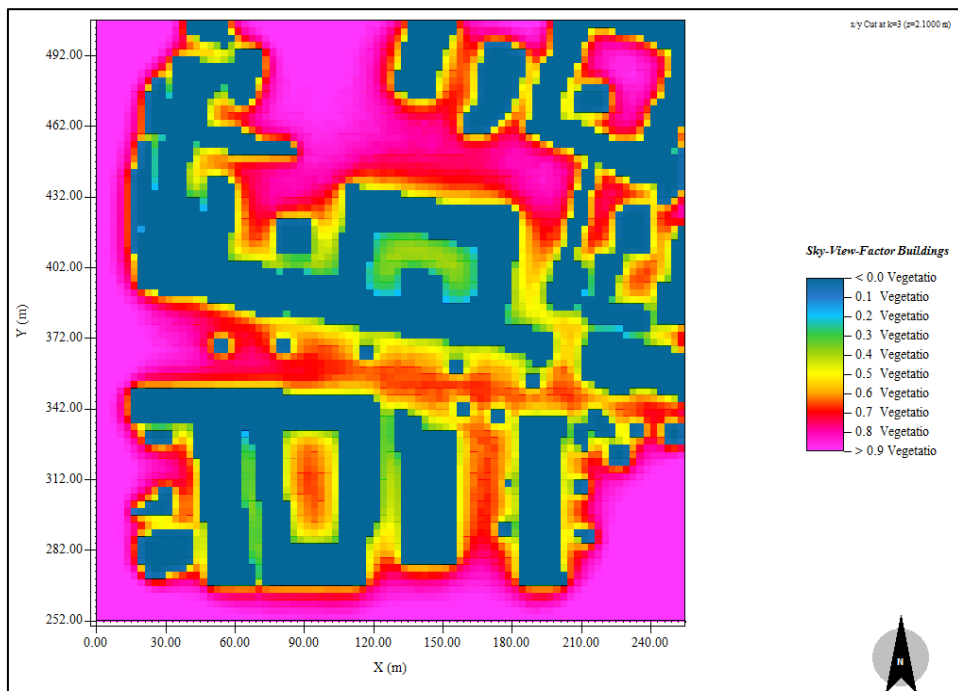


12. ábra. Az SVF értéke teljes égboltláthatóság (a) és részleges korlátozás (b) esetén (CHAPMAN ET AL. 2001)

Az SVF értékek a helymeghatározó műholdak, vagyis GPS segítségével meghatározhatók. A GPS vevőt ugyanis zavarják az épületek, amelyek a műholdtól

érkező jeleket leárnýekolják, így csökkentik a műhold láthatóságot, amiből az SVF közelítő értéke számíthatóvá válik (CHAPMAN ET AL. 2001; CHAPMAN & THORNES 2004). Az SVF értékek méréséhez az előbb említett módszer alkalmazását találtam kivitelezhetőnek. Az égboltláthatósági tényezőt a felszíntől 1,5 m-es magasságban 5 alkalommal megmértem a mérőpontokban. Az adatokból meghatároztam az SVF értéket, ami egyenlő a GPS (Garmin eTrex LEGEND) által az égbolton látott műholdak (ÉLM) és a látóhatár fölött tartózkodó műholdak (LFM) számának hányadosával ($SVF = \text{ÉLM} / \text{LFM}$).

A geometriai attribútumokat leíró adatbázis (3D) és az Envi-met lokális léptékű modell segítségével megbecsültem az SVF értékeit a vizsgált mérőpontokban (SAMAALI ET AL. 2007). Az Envi-met almodul (Envi-met Eddi) segítségével, digitalizáltam a mérőpontok környezetében elhelyezkedő épületeket, vegetációs felszíneket. A rácscellák száma horizontálisan 85×85, vertikálisan 35 gridet definiáltam, a rácspontok közötti távolság horizontális és vertikális irányban 3 m. Ez a módszer pontosabb egy adott pontban becsült SVF értékhez képest, mivel egy területi átlagot nyújt a mérőpontok környezetében (13. ábra).



13. ábra. Az Envi-met modellel becsült SVF értékek területi eloszlása a városközpontban, Beregszászban.

Az égboltláthatósági tényezőn kívül célszerűnek találtam az égbolttakarási index meghatározását is. Az égbolttakarási index alatt az éggömb látóhatár fölötti felének a tereptárgyak (domborzati elemek, épületek, fák stb.) által kitakart részét értjük. Egyben megadja, hogy egy adott földfelszíni pontból kiinduló sugárzás mekkora hányadát nyeli el a látóhatár fölé emelkedő tárgyak felületén. Az elnyelődött sugárzást az említett felületek visszasugározzák, így csökkentik a felszín lehűlését, és elősegítik a hőtöbblet kialakulását. Az égbolttakarási indexet ($\acute{E}TI$) a meghatározott égboltláthatósági tényező ($\acute{E}LI$) segítségével számoltam ki: $\acute{E}TI = 1 - \acute{E}LI$. Az égbolttakarási index és az égboltláthatósági paraméter közül az előbbit fogom alkalmazni, hiszen az egyenes összefüggésben van a hősziget intenzitásával, míg az utóbbi fordítottan. Az égbolttakarási indexnek a többszörös modellegenletbe való beépítése célszerűbb, mint az égboltláthatósági indexnek, mivel a hősziget-intenzitás becslésénél kisebb hibát produkál. Ezért az $\acute{E}TI$ használata megfelelőbb, így pontosabban összehasonlíthatjuk a nempárologtató felszín arányának és az égbolttakarási indexnek a hősziget intenzitására gyakorolt hatását.

2.3.2. Az alkalmazott többszörös regressziós statisztikai modell

A városi hősziget-intenzitása és a felszínparaméterek közötti összefüggések vizsgálatánál az alapvető statisztikai elemzéseken túl (átlag, korrelációs számítás) megalkottam a hősziget-erősségét megadó empirikus modellt. Ehhez a többszörös regresszió módszerét alkalmaztam, amelyet más szerzők is célszerűnek találtak hasonló feladatok megoldására (BOTTYÁN ET AL. 2005; SZYMANOWSKI & KRYZA 2012). Eredményként az alábbi formátumú egyenletet kaptam: $Y = a + b_1X_1 + b_2X_2 + \dots + b_nX_n$, ahol Y – a függő változó (magyarázott változó), a – konstans, X_i – az i -ik független változó (magyarázó változó), b_i – az i -ik független változó parciális regressziós együtthatója, $i = 1, 2, \dots, n$, n – a figyelembe vett független változók száma (SZYMANOWSKI ET AL. 2013).

A többszörös regressziós egyenlet illesztése, az egyváltozóséhoz hasonlóan, a legkisebb négyzetek módszere alapján történt. A számításokat az SPSS 20.1 statisztikai programcsomag segítségével végeztem. A modellépítés első lépésében a rendelkezésre álló független változók (a település peremtől való távolság, az égbolttakarási index és a nempárologtató felszín aránya) mindegyikét bevontam az egyenletbe. A modellépítésnél a beléptetési metódust alkalmaztam.

A többszörös regressziós modell építésénél felmerül a multikollinearitás kérdésköre, hogy a modellbe beépített magyarázó változók függőségben vannak-e egymással. Azokban az esetekben, ahol ezek a függőségek erősek, azt mondjuk, hogy a multikollinearitás létezik. A multikollinearitás (M) jelentős hatással van a becsült

regressziós együtthatókra és magára a felépített modell alkalmazhatóságára (CHIU 1992).

Tehát az M mérőszám értéke azt mutatja meg, hogy a tényező változók nem elkülöníthető hatása milyen nagyságrendű. Ily módon a többszörös determinációs együttható felbontható az egyes tényezőváltozók parciális és a tényezőváltozók együttesen jelentkező hatására. A kapott M érték 0,37 volt, ami nem tekinthető jelentősnek az alkalmazott számításnál. Ezt az értéket teszteltem a VIF (Variance Inflation Factor – variancia inflációs tényező) mutató segítségével (MONTGOMERY & RUNGER 2013).

Tehát a $VIF_i = 1/1 - R_i^2$, amely azt mutatja, hogy az i -edik változó becsült együtthatójának tényleges varianciája hányszorosa annak, ami a multikollinearitás teljes kizárásával lenne. A VIF index értéke 1,58 lett, mely azt jelenti, hogy gyenge multikollinearitás lép fel, amely szignifikánsan nem határozza meg az épített modell becslés erejét.

2.3.3. Trend és töréspont vizsgálat alkalmazása

A városi hősziget kialakulását meghatározó időjárási feltételek gyakoriságának alakulását trendanalízissel vizsgáltam (legkisebb négyzetek módszerével), amely alkalmas eljárás hasonló feladatok elvégzésére. A trendek feltárása érdekében meghatároztam a korrelációt az adatsorok elemei és azok időbeli sorszáma között. A vizsgálatnál paraméteres, illetve nem-paraméteres korrelációt alkalmaztam. Az előbbi típus feltételezi, hogy az összevetendő valószínűségi változó nem tér el a normális eloszlástól, a második típus esetében ez nem feltétel (MOLNÁR 2003). Korrelációs együtthatók és az adott elemszám alapján eldöntöttem a növekvő trend szignifikanciáját.

A trendelemzésen kívül töréspontokat is kerestem a városi hősziget kialakítását meghatározó különböző feltételek időbeli változásában. A feladat elvégzésére a statisztikai szakirodalom által ajánlott Student-féle t -próbát alkalmaztam (PÉCZELY 1979; MOLNÁR 2003). A vizsgálat azon a feltevésen alapul, hogy az ugrásszerű változás időpontjánál elválasztott időszakok átlagainak eltérése nagyobb a más időpontoknál elválasztottakénál. A részátlagok összevetésére a t -értéket használtam. Megjegyzendő, hogy a t -próba alkalmazhatósága az összehasonlítható minták normális eloszlásához kötött. Az elvégzett Kolmogorov–Szmirnov-próba és a Shapiro–Wilk-teszt alapján az évi átlagos arányértékek eloszlása a vizsgált periódus alatt a normálistól szignifikánsan nem tért el.

A vizsgálatok kiterjedtek a városi hőszigetre kedvező gyakoriságok jellemzőinek ötven éves idősaiban jelentkező lineáris trendek és az ezeket elválasztó töréspontok feltárására. Annak eldöntésére, hogy a végbement változásokat melyik módszer segítségével írhatjuk le pontosabban, azaz fokozatosan vagy ugrásszerűen zajlottak le, az eltérések négyzetösszegeinek módszerét alkalmaztam (MOLNÁR 2003; STORCH & ZWIERS 1984; SNEYERS 1992). Ennek érdekében meghatároztam az adott időorra fektetett lineáris trend egyenes x_{ti} értékeit az $i = 1, 2, \dots, n$ évekre, majd az egyes évek x_i értékeiből kivontam azokat. Az eltérések négyzeteit összeadva (S_{tr}) kaptam meg a trend egyenes illeszkedésének jóságát.

A jobb illeszkedésnél kisebb értékek adódnak (MOLNÁR 2003; SNEYERS 1992). Ezt az egyenletet felhasználva: $S_{tr} = \sum_{i=1}^n (x_i - x_{ti})^2$, végeztem el a számításokat. A következő lépésben kiszámoltam az idősor legjellegzetesebb, k és $k + 1$ közé eső töréspontja által kijelölt két szakasz átlagos értékét ($\bar{x}_1$ és $\bar{x}_2$).

Ezután vettem az egyes évi értékek megfelelő részátlagtól való eltéréseinek négyzetösszegét: $S_{tp} = \sum_{l=1}^k (x_l - \bar{x}_1)^2 + \sum_{m=k+1}^n (x_m - \bar{x}_2)^2$, ahol $l = 1, 2, \dots, k$ és $m = k + 1, k + 2, \dots, n$. Az eltérések kisebb négyzetösszege a jobb illeszkedésre utal. Az illeszkedések jóságának összevetésére a két négyzetösszeg hányadosát alkalmaztam, amely egyszerűen számítható: $g = S_{tr}/S_{tp}$. Ha $g < 1$, akkor a lineáris trend illeszkedik jobban, ellenben ha $g > 1$, akkor a töréspontok által elválasztott átlagok (MOLNÁR 2003; SNEYERS 1997).

2.3.4. A wavelet-analízis módszere

Egy adott idősor elemzésére, vagy távkapcsolatok kimutatására a wavelet transzformáció módszerét gyakran alkalmazzák. A módszernek két típusát különböztetjük meg: folytonos wavelet transzformáció (CWT – Continuous Wavelet Transform) és diszkrét wavelet transzformáció (DWT – Discrete Wavelet Transform). A DWT-t főleg az adatsorban lévő zaj redukciójára vagy adattömörítésre, míg CWT-t az idősorban felelhető jelek időszakos ingadozásának azonosítására alkalmazzák (GRINSTED ET AL. 2004). A kereszt wavelet technikát (XWT – Cross Wavelet Transform) két idősor közötti összefüggés és fázis kapcsolat kimutatására, valamint távkapcsolati háttér jelek elemzésére használják. Az XWT detektálja azon régiókat a két idősorban, amely ún. közös szignifikáns spektrális sűrűséggel bír (PSD – Power Spectrum Density). Ez megmutatja melyik frekvencia-variációk „erősek” vagy „gyengék”. A wavelet koherencia azonosítja azokat a területeket, ahol az idősorok korrelált fluktuációt mutatnak (TORRENCE & COMPO 1998).

A wavelet analízis felbontja az idősort skála komponensekre, így elkülöníthető jel ingadozás/oszcilláció gyors vagy lassú léptéken való előfordulása. Ezen kívül a módszer megadja az időben változó, gyors és alacsony léptékű ingadozások szignifikáns voltát (GRINSTED ET AL. 2004; GROISMAN ET AL. 2004). A hullámfüggvény „elfogadható”, ha nullánál lokalizálja az időt és a frekvenciát térben. Ennek egyik példája a Morlet wavelet, amelyet alkalmaztam az elemzésben. Ez a hullámfüggvény rendelkezik optimális közös idő-frekvencia koncentrációval, ami azt jelenti, hogy jó egyensúlyt biztosít a két dimenzió összevetésénél (TORRENCE & COMPO 1998). A folytonos wavelet analízist felhasználtam a hősziget számára kedvező időjárási feltételek és az egyes éghajlati elemek közötti távkapcsolatok elemzésére. Az elemzésnél az ún. kúphatás felmerülhet, ahol a spektrum torzulhat, hiszen a wavelet nem teljesen lokalizált időben a véges számosság miatt. A módszer statisztikai eredményeinek az értelmezéséhez szignifikancia próbák készítése nélkülözhetetlen, ezért spektrálsűrűség statisztikai szignifikancia szintjének meghatározására Monte Carlo módszert alkalmaztam (GRINSTED ET AL. 2004).

A folytonos wavelet elemzés mellett, hatékony eszköz a kereszt wavelet transzformáció (XWT), amely segítségével két idősor között fellépő kapcsolatot elemezhetünk. A módszerrel észlelhetjük a két idősor közös wavelet erejét (teljesítményét) és a relatív fázis megegyezéseket/eltéréseket idő-frekvencia térben (LABAT 2010). A vizsgált idősor komponensek között szükséges megbecsülni az átlagos fáziskülönbséget, valamint annak konfidencia intervallumát. A fázisszögek becsléséhez a cirkuláris normál eloszlást alkalmaztam (ZAR 2010).

3. EREDMÉNYEK

3.1. BEREGSZÁSZI HŐSZIGET STATISZTIKUS MODELLEZÉSE

Ebben a fejezetben a hősziget-intenzitás és a városi felszínparaméterek között fellépő összefüggéseket analízálom, valamint empirikus becselőmodell felépítését mutatom be.

3.1.1. A nempárolgató felszínek aránya és az UHI közötti kapcsolat

Az átlagos mérőponti hősziget-intenzitás és a vizsgált felszínparaméter között az összefüggések jellemzéséhez meghatároztam a korrelációs együtthatókat. A hősziget-intenzitás és a nempárolgató felszínek között fellépő kapcsolatok az elemzés során minden esetben szignifikánsnak bizonyultak 95%-os valószínűségi szinten. Az első lépésben kiválasztottam a statisztika segítségével a mérőpontok azon nagyságú térségét, amely a legerőteljesebben befolyásolja a hősziget-intenzitását. Ennek érdekében a kiválasztott négy terület NPF értékeit az átlagos mérőponti hősziget-erősséggel korreláltam, ahol minden esetben szignifikáns összefüggést találtam. A legszorosabb összefüggés a NPF₃ és a hősziget-intenzitás között mutatkozott, tehát a 1,2 ha-s terület befolyásolja legerőteljesebben a mérőponti hősziget-intenzitás változását Beregszászban.

8. táblázat. A mérőponti hősziget-intenzitások és a nempárolgató felszínek aránya között számított korrelációs együtthatók.

	NPF ₁		NPF ₂		NPF ₃		NPF ₄	
	r	r ²	r	r ²	r	r ²	r	r ²
Δt	0,57	0,33	0,64	0,41	0,70	0,49	0,67	0,44
Δt/Ny	0,56	0,32	0,64	0,42	0,69	0,48	0,67	0,45
Δt/T	0,54	0,29	0,59	0,35	0,68	0,46	0,61	0,38
Δt/D	0,57	0,33	0,63	0,40	0,70	0,49	0,66	0,44
Δt/B	0,57	0,33	0,59	0,35	0,68	0,47	0,60	0,36
Δt/NSZ	0,58	0,34	0,65	0,42	0,72	0,52	0,69	0,48
Δt/SZ	0,49	0,24	0,56	0,32	0,61	0,37	0,55	0,30

Alkalmazott jelölések: Δt – a hősziget átlagos intenzitása; Δt/Ny – a hősziget átlagos intenzitása a nyári félévben (április 16–október 15.); Δt/T – a hősziget átlagos intenzitása a téli félévben (október 16–április 15.); Δt/D – a hősziget átlagos intenzitása derűs időben; Δt/B – a hősziget átlagos intenzitása borús időben; Δt/NSZ – a hősziget átlagos intenzitása nem szeles időben; SZ – a hősziget átlagos intenzitása szeles időben; NPF₁ – a nempárolgató felszínek aránya 0,21 ha-os körzetben; NPF₂ – a nempárolgató felszínek aránya 0,59 ha-os térségben; NPF₃ – a nempárolgató felszínek aránya 1,2 ha-os körzetben; NPF₄ – a nempárolgató felszínek aránya 1,9 ha-os körzetben; r – korrelációs együttható; r² – determinációs együttható.

Az egy éves periódusban az átlagos $\Delta t_{\text{év}}$ értéke 0,4–2,3 °C között ingadozott a vizsgált területen belül, a legnagyobb értékek a város belső részein jelentkeztek (14. ábra). A 9. táblázat szerint erős lineáris kapcsolat mutatható ki a NPF_3 és a $\Delta t_{\text{év}}$ városon belüli változása között. A kapott statisztikai mérőszámok alapján a NPF_3 változása 49%-ban, míg a NPF_4 változása 44%-ban magyarázza meg a városon belüli hőmérséklet varianciáját. Tehát az 1,9 ha-os területről számított NPF_4 alkalmazása enyhe romlást jelent a determinációs együttható értékében, vagyis valószínűsíthető, hogy gyengébben befolyásolja a mérőponti hősziget-erősséget.

A 14. ábra jól mutatja a nempárologtató felszínek arányának befolyását a hősziget-intenzitás térbeli szerkezetére is, ami a városközponti részekben markánsabban jelentkezik, mint a peremterületeken, hiszen a kialakult hőtöbblet izotermái elég jól hozzásimulnak a nagy értékű centrumi NPF_3 területekhez.

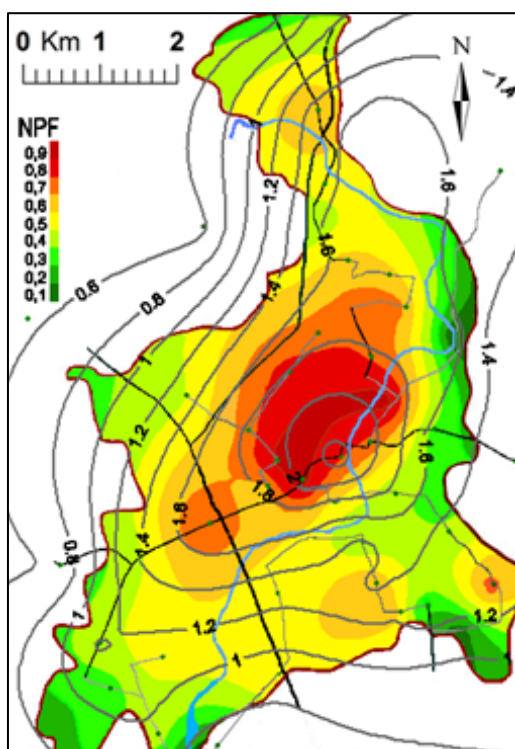
9. táblázat. A mérőponti hősziget-intenzitás és a nempárologtató felszínek regressziós egyenletei Beregszászban. N – a mérések esetszámát jelöli. A többi alkalmazott jelölés a 8. táblázatnak megfelelően.

	Regressziós egyenlet	r	r ²	N	szig. szint
Δt	$1,273 \times \text{NPF}_3 + 0,751$	0,706	0,498	36	1%
$\Delta t/\text{Ny}$	$1,273 \times \text{NPF}_3 + 0,751$	0,699	0,489	19	1%
$\Delta t/\text{T}$	$1,139 \times \text{NPF}_3 + 0,722$	0,683	0,466	17	1%
$\Delta t/\text{D}$	$1,625 \times \text{NPF}_3 + 1,039$	0,702	0,493	21	1%
$\Delta t/\text{B}$	$0,812 \times \text{NPF}_3 + 0,322$	0,689	0,475	15	1%
$\Delta t/\text{NSZ}$	$1,581 \times \text{NPF}_3 + 0,841$	0,721	0,519	21	1%
$\Delta t/\text{SZ}$	$0,881 \times \text{NPF}_3 + 0,646$	0,611	0,373	14	5%

Vizsgálatokat kiterjesztettem a nyári (április 16–október 15.) és a téli (október 16–április 15.) félév, valamint a derős és a borús mérési napok viszonylatában is. Ugyancsak elemzéseket végeztem a szeles és nem szeles mérési napok vonatkozásában.

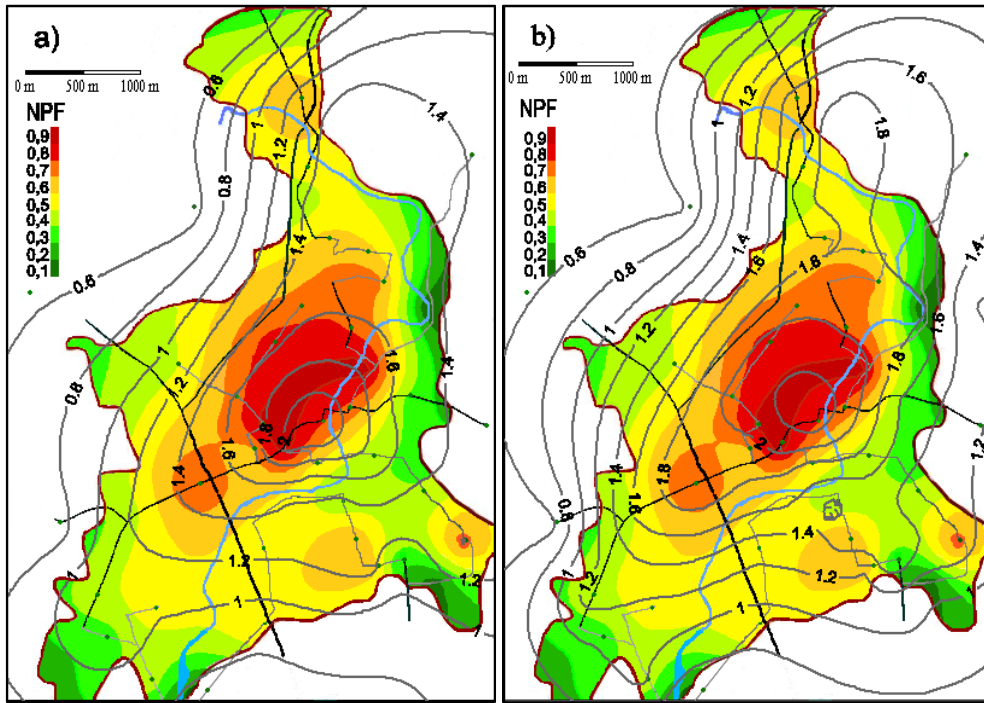
A nyári és a téli periódusban az átlagos hősziget-intenzitás értéke 0,5–2,3 °C és 0,4–2,2 °C között ingadozik. A két időszakban minimális eltérés figyelhető meg. Ennek összehasonlítása azt mutatja, hogy a kapcsolat szorosabb a melegebb évszakban, míg a hidegebb időszakban gyengébb (9. táblázat). A melegebb periódusban nagyobb mennyiségű hő halmozódik fel a nempárologtató felszíneken, mint a hidegebb terminusban. A különbségeket e két időszak között számított regressziós egyenesek tartalmazzák. Természetesen ezek az összefüggések csak a vizsgált paraméterek

értékhatárai között érvényesek (9. táblázat). A korrelációs együtthatók értékei mind a melegebb, mind a hidegebb időszakban szoros pozitív kapcsolatot jeleznek, de ez csupán 2,3%-os szezonális differenciát jelent a hősziget-intenzitás varianciájának magyarázatában. Ezek a különbségek természetesen az eltérő szezonális sugárzási viszonyokból adódnak, valamint a nyári vegetáció, viszonylag csekély, de pozitív hatására utalnak a NPF₃ szezonális változásában (9. táblázat).



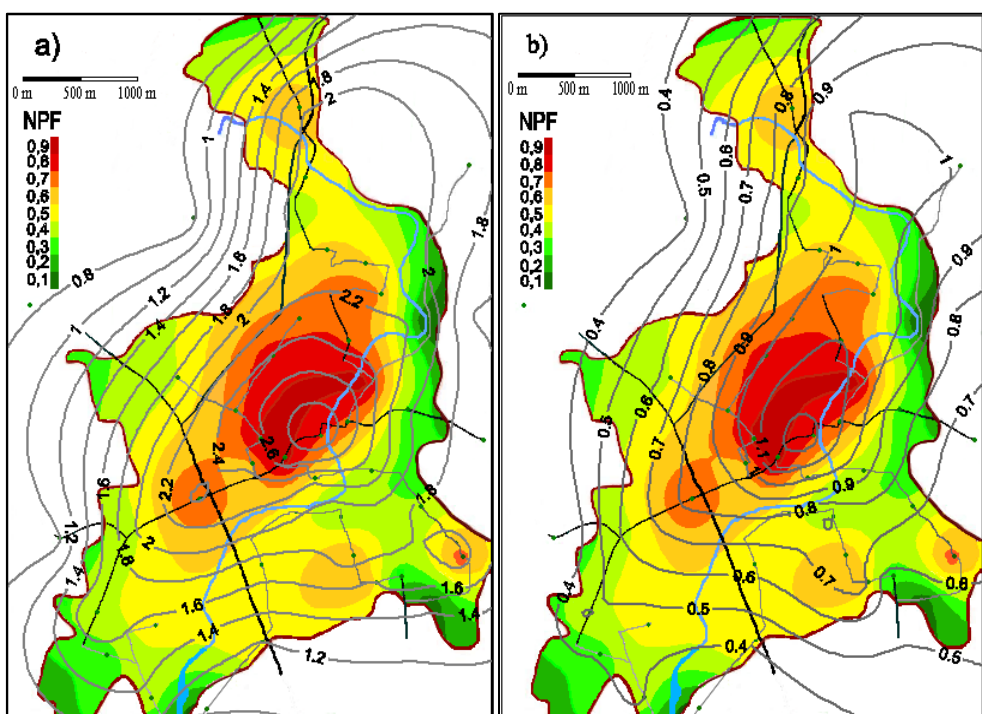
14. ábra. A nempárolgató felszínek arányának és az átlagos hősziget-intenzitás térbeli szerkezetének kapcsolata, (az izotermák 0,2 °C-onként szürke izovonalakkal, a nempárolgató felszínek aránya színskálának megfelelően).

A „melegebb” terminusban a NPF markánsabban befolyásolja a hőtöbbség térbeli szerkezetét, mint a téli periódusban (15. ábra). Ugyanis a „b” ábra esetén a 2 °C-os izoterma nagyobb területeket vesz körbe, valamint hasonló térbeli struktúrával is rendelkezik, mint a NPF₃. Míg az „a” esetén az izotermák nem követik olyan jól a NPF₃ városon belüli változását.



15. ábra. A NPF_3 és a hősziget-intenzitás térbeli szerkezeteinek összehasonlítása, téli (a) és nyári (b) periódus (az izotermák $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ként).

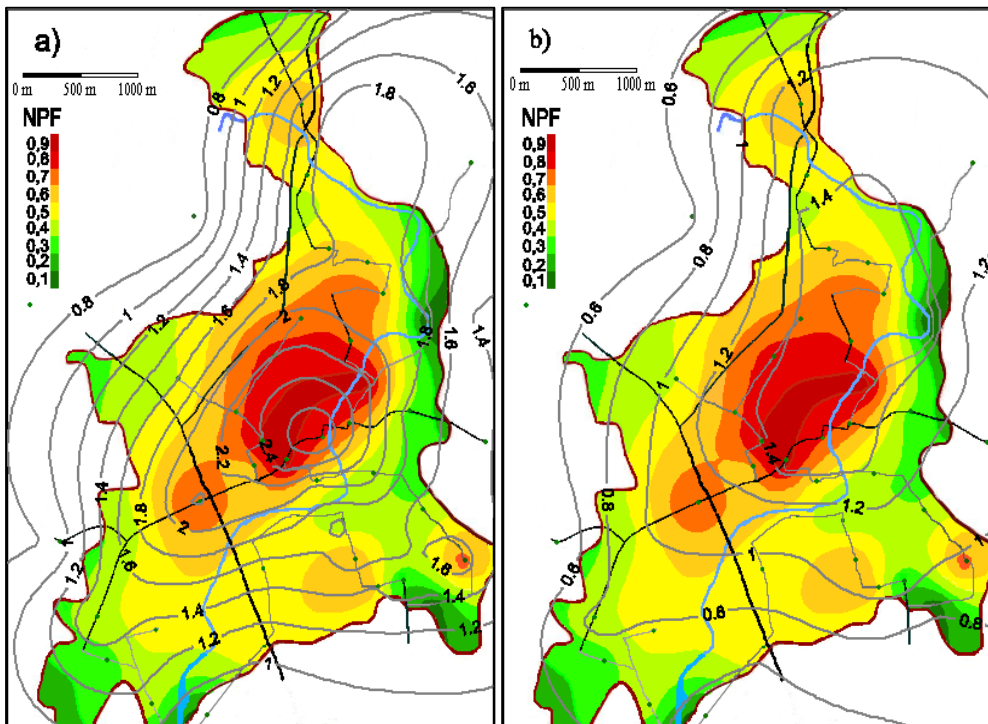
A derült és borult égbolt alatt mért átlagos mérőponti hősziget-erősségek értéke $0,5\text{--}3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $0,2\text{--}1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ között ingadozik. A derült égbolt alatt mért átlagos mérőponti hősziget-intenzitás az összes mérés átlagához hasonlóan korrelált a nempárolgató felszínnek arányával. A borús viszonyok esetén megfigyelt intenzitások viszont már gyengébb kapcsolatban van azokkal. A korrelációs együtthatók értékei a derült és borús viszonyok során megfigyelt hősziget esetén szoros pozitív kapcsolatot jeleznek a NPF_3 arányával és közöttük csekély $1,9\%$ -os különbséget mutat a hősziget-intenzitás variációjának magyarázatában (9. táblázat).



16. ábra. A NPF₃ és a hősziget-intenzitás térbeli szerkezetének összehasonlítása, derült (a) és borús (b) viszonyok esetében (az izotermák 0,2 °C-ként).

A két térképen (16. ábra) szereplő értékeket összehasonlítva megállapítható, hogy a hősziget-jelenség sokkal erőteljesebb, vagyis a városi hősziget-intenzitás értékei jóval magasabbak az „a” esetben. A borús viszonyok során mért átlagos hősziget-intenzitás értékek izotermái kevésbé követik olyan „jól” a NPF₃ változását, mint a derült égbolt alatt kialakult hősziget esetében.

Az említett vizsgálatokon kívül elemzéseket folytattunk szeles és szélmentes mérési napok viszonylatában is. A szélmentes és szeles időjárási viszonyok alatt észlelt hősziget-erősségek értéke 0,3–1,6 °C és 0,4–2,8 °C között ingadozik. Szélmentes időben mért átlagos hősziget-erősségek a meleg időszak átlagaihoz hasonlóan korreláltak a nempárolgató felszínek arányával. A szeles viszonyok alatt mért intenzitásértékek azonban, jelentősen gyengébben függtek össze azokkal, hiszen az utóbbinál a korrelációs együttható értéke a legalacsonyabb a többi között. A szélmentes és szeles időjárási viszonyok alatt észlelt hősziget esetén a korrelációs együtthatók pozitív kapcsolatot jeleznek, amelynek értékei a többi esethez képest nagyobb különbséget jelent. Ez 14,6%-os differenciát mutat a hőmérséklet városon belüli változásának tekintetében (9. táblázat).



17. ábra A NPF és a hősziget-intenzitás térbeli szerkezetének összehasonlítása, szélmentes (a) és szeles (b) viszonyok esetében (az izotermák 0,2 °C-onként)

A szélmentes időjárási viszonyok esetén (a) mért hősziget-intenzitások térbeli szerkezetét a NPF_3 változása markánsan befolyásolja Beregszász területén, ugyanis az izotermák futása jól követi a mért NPF_3 értékekből megrajzolt kétdimenziós eloszlás vonalainak rajzolatát, ugyanakkor természetesen eltérések is vannak (17. ábra). Azonban a nempárolgató felszínek aránya szeles időjárási viszonyok esetén mért hősziget-erősségek térbeli szerkezetét kevésbé határozza meg, hiszen az izotermavonalak értékei alacsonyabbak és nem követik a NPF_3 városon belüli változását.

Tehát elmondható, hogy a nempárolgató felszínek aránya nem tudja megakadályozni erőteljesebb szélviszonyok között a hősziget térbeli szerkezetének elmosódását.

3.1.2. A hősziget-intenzitás és a felszíngeometria kapcsolata

A felszíngeometriát leíró paraméterek közül az égboltláthatósági és az égbolttakarási indexet számszerűsítettem a fentebb leírt módszereknek megfelelően (2.3.1. alfejezet). Kiinduló adatként az összetett felszíngeometriáról két égbolttakarási paramétert használtam: i) a GPS által meghatározott égbolttakarási indexet, amely mérőponti ÉTI_{GPS} értéket adja meg (1,5 m magasságban); ii) az Envi-met modell által számszerűsített felszínparamétert, amely a mérőpont körüli égbolttakarási index ($\text{ÉTI}_{\text{ENVI-met}}$) területi átlagát (2 m magasságban) reprezentálja. A hősziget-intenzitás adatsora közül felhasznált függő változók: városi hősziget-intenzitás (UHI) – Δt (éves – $\Delta t_{\text{év}}$, nyári (április 16–október 15.), másképpen „lombos” – $\Delta T_{\text{nyári}}$, téli (október 16–április 15.), vagy „lombtalan” – $\Delta T_{\text{téli}}$), derült ($\Delta t_{\text{derült}}$) és borult ég (Δt_{borult}) alatt mért átlagos mérőponti hősziget-intenzitás, szélmentes (Δt_{nsz}) és szeles (Δt_{sz}) időjárás viszonyok alatt észlelt hősziget-erősségek.

Először az évi átlagos hősziget-intenzitás és az égbolttakarási index közötti összefüggéseket vizsgálom, majd rátérek a szezonális átlagokra is. A mérőponti égbolttakarási átlagok nem ugyan azok, hiszen felhasználok egy mérőpontban mért ÉTI értékeket, valamint annak környezetében modellezett területi átlagot (10. táblázat).

10. táblázat. Az felszíngeometria és hősziget-intenzitás közötti kapcsolat. A többi alkalmazott jelölés a 8. táblázatnak megfelelően.

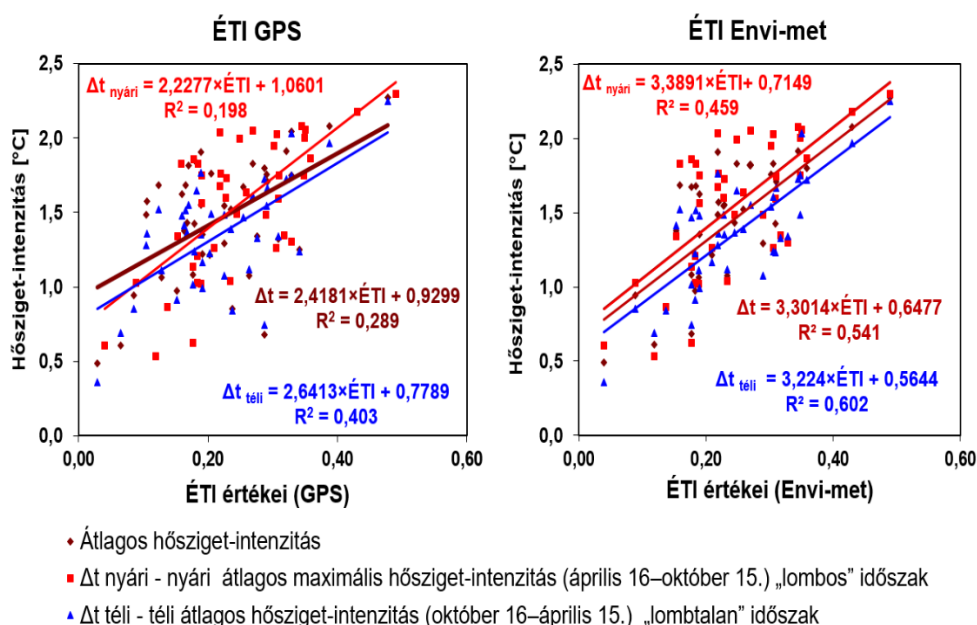
	ETI_{GPS}		$\text{ETI}_{\text{ENVI-met}}$		SVF_{GPS}		$\text{SVF}_{\text{ENVI-met}}$		N
	r	r ²	r	r ²	r	r ²	r	r ²	
Δt	0,54	0,29	0,74	0,54	– 0,54	0,29	– 0,74	0,54	36
$\Delta t/\text{Ny}$	0,45	0,20	0,68	0,46	– 0,45	0,20	– 0,68	0,46	19
$\Delta t/\text{T}$	0,64	0,40	0,78	0,60	– 0,64	0,40	– 0,78	0,60	17
$\Delta t/\text{D}$	0,44	0,19	0,60	0,36	– 0,44	0,19	– 0,60	0,36	21
$\Delta t/\text{B}$	0,56	0,32	0,77	0,59	– 0,56	0,32	– 0,77	0,59	15
$\Delta t/\text{NSZ}$	0,59	0,35	0,79	0,63	– 0,59	0,35	– 0,79	0,63	21
$\Delta t/\text{SZ}$	0,38	0,14	0,54	0,30	– 0,38	0,14	– 0,54	0,30	14

Az égbolttakarási index átlagok a belváros és a külterület mérőpontjai között 0,03-0,4 között ingadoztak. Az ÉTI átlagainak maximális értékei a város központjában található (pl.: 28-as mérőponti $\text{ÉTI}_{\text{GPS}} = 0,48$, területi átlag $\text{ÉTI}_{\text{ENVI-met}} = 0,49$), míg a minimális értékek a külterületeken figyelhetők meg.

Az éves periódusban az átlagos $\Delta t_{\text{év}}$ értéke 0,4–2,3 °C között váltakozott a vizsgált területen belül. Ahogy már említettem, a város belső részein az égbolttakarási indexek a legmagasabbak, hasonlóképpen az UHI átlagos értékei is ott a legnagyobbak.

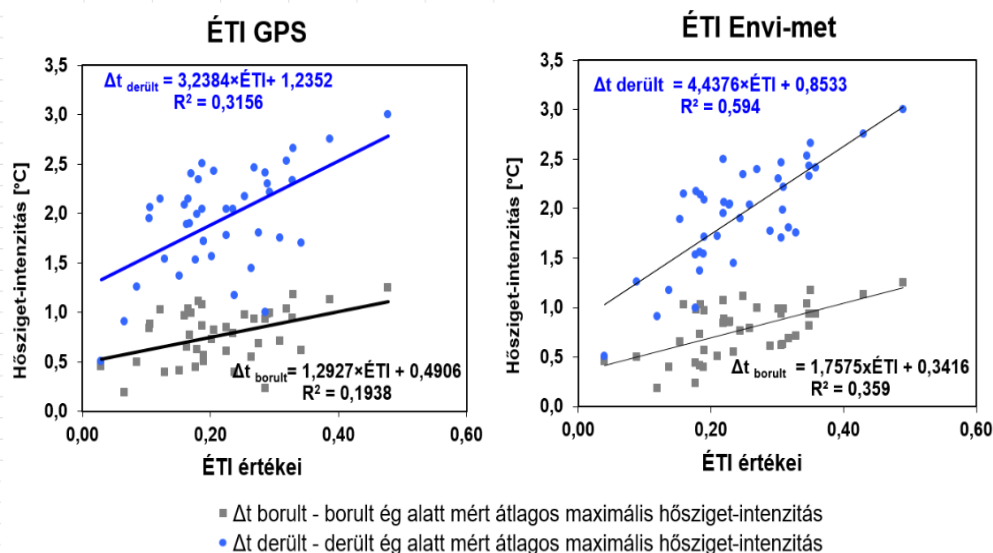
A **18. ábra** szerint lineáris kapcsolat mutatható ki az ÉTI_{GPS} , $\text{ÉTI}_{\text{ENVI-met}}$ és az évi átlagos hősziget-intenzitás városi területen belüli változása között. A kapott statisztikai mérőszámok alapján megállapítható, hogy a mérőponti ÉTI_{GPS} változása 29%-ban, és az átlagos területi $\text{ÉTI}_{\text{ENVI-met}}$ 54%-ban magyarázza meg a hőmérséklet városon belüli varianciáját. A korrelációs együtthatók értékei (ÉTI_{GPS} vs. $\Delta t_{\text{év}}$: $r = 0,54$; $\text{ÉTI}_{\text{ENVI-met}}$ vs. $\Delta t_{\text{év}}$: $r = 0,74$) szoros pozitív kapcsolatra utal 1%-os szignifikancia szinten ($N = 36$).

A „lombtalan” és a „lombos” időszak összehasonlítása a várakozásoknak megfelelően azt mutatja, hogy a kapcsolat szorosabb a hidegebb évszakban az ÉTI_{GPS} -el és $\text{ÉTI}_{\text{ENVI-met}}$ -el (szig.: 1%-os szinten). Az $\text{ÉTI}_{\text{ENVI-met}}$ és $\Delta t_{\text{téli}}$ között szorosabb kapcsolat volt. A két időszak közötti különbség igen nagy, amely több mint 21%-os különbséget jelent a Δt varianciájának indoklásában (**18. ábra**).



18. ábra. Az éves ($\Delta t_{\text{év}}$), a nyári „lombos” periódus ($\Delta t_{\text{nyári}}$), valamint a téli „lombtalan” időszak ($\Delta t_{\text{téli}}$) átlagos hősziget-intenzitás értékeinek változásai az égbolttakarási index függvényében (a bal oldali ábra GPS-el mért ÉTI értékeket, a jobb oldali ábra az ENVI-met-el modellezet értéke).

A korrelációs együttható értéke a téli periódusban ($\dot{E}TI_{GPS}$ vs. $\Delta t_{tél}$: $r = 0,64$; $\dot{E}TI_{ENVI-met}$ vs. $\Delta t_{tél}$: $r = 0,78$) szoros pozitív kapcsolatot jelez, míg a nyári időszakban ($\dot{E}TI_{GPS}$ vs. $\Delta t_{nyár}$: $r = 0,45$; $\dot{E}TI_{ENVI-met}$ vs. $\Delta t_{nyár}$: $r = 0,68$) kevésbé szoros pozitív összefüggést mutat (**10. táblázat**). Az eltérések nagy százalékos értékei a hidegebb időszakban a fűtési rendszerek működésének igen nagy hatására utalnak.

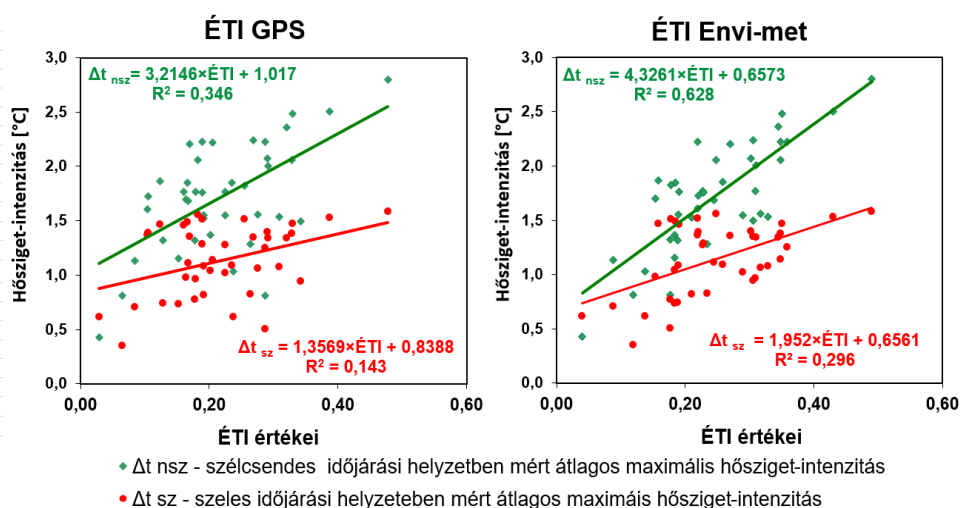


19. ábra. A derült és borús égbolt alatt mért átlagos mérőponti hősziget-intenzitások változásai az égbolttakarási index függvényében.

A derült égbolt alatt mért átlagos mérőponti hősziget-intenzitás az összes mérés átlagához hasonlóan korrelált az égbolttakarási tényezővel. A borús viszonyok esetén megfigyelt intenzitások szinte egyformán függtek össze az $\dot{E}TI$ -el, ugyanúgy, mint a nyári „lombos” periódus UHI értékei (**19. ábra**). A korrelációs együttható mérőszámai a derült ($\dot{E}TI_{GPS}$ vs. $\Delta t_{derült}$: $r = 0,44$; $\dot{E}TI_{ENVI-met}$ vs. $\Delta t_{derült}$: $r = 0,60$) és borús ($\dot{E}TI_{GPS}$ vs. $\Delta t_{borús}$: $r = 0,56$; $\dot{E}TI_{ENVI-met}$ vs. $\Delta t_{borús}$: $r = 0,77$) viszonyok során megfigyelt hősziget eseteiben az előbbinél „erős” pozitív, míg az utóbbinál gyenge kapcsolatot jelez. A különböző időjárási helyzetekben több, mint 12%-os differenciát mutat a hősziget-intenzitás változásának magyarázatában az $\dot{E}TI_{GPS}$ mint felszínparaméter. A modellezett statikus paraméterrel ($\dot{E}TI_{ENVI-met}$) az említett különbség jelentősebb, azaz meghaladja a 24%-ot.

A vizsgálatom kiterjedt a szeles és szélmentes időben mért átlagos mérőponti hősziget-intenzitások és az égbolttakarási index között fellépő összefüggések feltárására is (**20. ábra**).

A korrelációs együttható értéke (ÉTI_{GPS} , $r = 0,58$; $\text{ÉTI}_{\text{ENVI-met}}$, $r = 0,79$) a szélmentes időjárási viszonyok során mért átlagos hősziget-intenzitás és az égbolttakarási index között szoros pozitív kapcsolatot jelez, míg szeles ($r = 0,378$) viszonyok alatt mért intenzitásértékek és a vizsgált paraméter között nem találtam szignifikáns összefüggést. Ebből kiindulva valószínűsítem, hogy a szeles időjárási helyzetben a felszíngeometria részben megakadályozza a hősziget „elmosódását” Beregszászban. A szakirodalomban is említett folyamat zajlik le, vagyis a szél erős „romboló” hatást gyakorol a kialakult hőszigetre, ami felszínközeli átkeveredést vagy a külterületek felé eltolódást okoz.



20. ábra. A szélmentes és szeles időjárási viszonyok alatt észlelt hősziget-erősségek változásai az égbolttakarási index függvényében.

A meghatározott égboltláthatósági index és a hősziget-intenzitás között az összefüggések szignifikánsnak bizonyultak. A modellezett ÉTI értékek és hősziget intenzitás között szorosabb kapcsolatot tártam fel, mint a mérőponti ÉTI_{GPS} értékekkel.

A fentebb feltárt összefüggéseket célszerűnek találtam a szegedi kutatók által meghatározott eredményekkel összehasonlítani. A 11. táblázat szerint Szeged és Beregszász esetében erős lineáris kapcsolat mutatható ki az $\text{SVF}_{\text{ENVI-met}}$ és a Δt területen belüli változása között. Beregszász esetében az Envi-met programmal számolt SVF értékeket használtam az összehasonlításhoz.

A statisztikai mérőszámok alapján Beregszászban az SVF_{ENVI-met} változása 54%-ban, míg Szegeden az SVF változása 44,1%-ban magyarázza meg a hőmérséklet városon belüli változását (BOTTYÁN & UNGER 2003; GÁL ET AL. 2005; BALÁZS ET AL. 2009).

A korrelációs együtthatók értékei a „melegebb” periódusban nagyobb eltérést mutatnak a városokban, mint az éves időszak esetében. A melegebb és a hidegebb periódus összehasonlítása azt mutatja, hogy a várakozásoknak megfelelően a kapcsolat szorosabb a hidegebb évszakban (1%-os szinten) Beregszászban és Szegeden is. A téli évszakban az égboltláthatósági index jelentősebb szerepet tölt be a hősziget-intenzitás városon belüli változásában, mint a melegebb időszakban. A β_0 értékek között eltérés figyelhető meg. A szegedi β_0 értékek magasabbak, mint a beregszásziak. A hősziget-intenzitás és az égboltláthatósági index közötti összefüggés szorosabb Beregszászban, mint Szegeden, melyet a korrelációs együttható értéke jelez (11. táblázat).

A két város a hidegebb periódusában mért hősziget-intenzitás értékei az égboltláthatósági tényezővel hasonlóan korrelált, ami a két város fűtőrendszerének analóg sajátosságaira utal, azaz mindkét városban megtalálható a távfűtési rendszer a városok központi területein.

11. táblázat. A beregszászi mérőponti hősziget-intenzitás és az égboltláthatósági index (SVF) között fellépő összefüggések összehasonlítása a szegedi eredményekkel, az alkalmazott jelölések a 9. táblázatnak megfelelően.

Városok		Regressziós egyenlet	r	r ²	Szig. szint
Beregszász	Δt	$-3,014 \times SVF + 3,949$	-0,736	0,541	1%
	$\Delta t/Ny$	$-3,389 \times SVF + 4,104$	-0,678	0,459	1%
	$\Delta t/T$	$-3,224 \times SVF + 3,789$	-0,777	0,603	1%
Szeged	Δt	$-4,059 \times SVF + 5,499$	-0,653	0,426	1%
	$\Delta t/Ny$	$-4,808 \times SVF + 6,189$	-0,671	0,449	1%
	$\Delta t/T$	$-4,310 \times SVF + 5,873$	-0,639	0,408	1%

Az átlagos mérőponti hősziget-intenzitás és a rendelkezésünkre álló felszínparaméterek összefüggésének a jellemzéséhez célszerűnek találtam a meghatározott korrelációs együtthatóknak egy táblázatba való foglalását (11. táblázat). Ezáltal meg tudom vizsgálni, hogy a felszínparaméterek közül melyik gyakorol nagyobb hatást a városon belül kialakult léghőmérséklet változására. A városperemtől való távolság és az átlagos hősziget-intenzitások között meghatározott korrelációs együtthatókat is beillesztettem az említett táblázatba. A felszínparaméterek és az átlagos mérőponti hősziget-intenzitás közötti összefüggések

minden esetben szignifikánsnak bizonyultak 95%-os valószínűségi szinten. A legszorosabb kapcsolatot a hősziget-intenzitás a városperemtől való távolsággal mutatta ($r = 0,811$), anticiklonális, szélcsendes időjárási körülmények között (**12. táblázat**).

Elemzéseket folytattam a nyári (április 16–október 15.) és a téli (október 16–április 15.) félév, valamint a derűs és a borús mérési napok vonatkozásában is. A nempárolgató felszínének aránya a melegebb periódusban nagyobb hatással van a városon belül kialakult léghőmérséklet változására, míg a település peremétől való távolság és az égbolttakarási index erősebben befolyásolja a hőtöbbletet a fűtési szezonban (**12. táblázat**).

12. táblázat. A mérőponti hősziget-intenzitások és az azokat befolyásoló felszínparaméterek korrelációs együtthatói Beregszászban. T – távolság a város peremétől, ÉTI–égbolttakarási index, a többi alkalmazott jelölés a 9. táblázatnak megfelelően.

	T	NPF₃	ÉTI
Δt	0,776	0,706	0,538
$\Delta t/Ny$	0,754	0,699	0,445
$\Delta t/T$	0,762	0,683	0,635
$\Delta t/D$	0,783	0,702	0,442
$\Delta t/B$	0,697	0,689	0,562
$\Delta t/NSZ$	0,811	0,721	0,588
$\Delta t/SZ$	0,629	0,611	0,378
T	1,000	0,642	0,626
NPF₃	0,642	1,000	0,262
ÉTI	0,626	0,262	1,000

A derült égbolt alatt mért átlagos mérőponti hősziget-erősségek az összes mérés átlagához hasonlóan korreláltak a nempárolgató felszínének vonatkozásában. A korrelációs együtthatók értékeinek az évi megfelelőktől való eltérése a település peremétől való távolság kiemeltebb szerepére utal derült időjárási körülmények között kialakult hőtöbbletek esetében. Az égbolttakarási index viszont borús viszonyok során megfigyelt intenzitásokra nagyobb hatást gyakorol (**12. táblázat**).

A vizsgálatokat kiterjesztettem szélmentes és szeles időjárási helyzetek során mért hősziget-erősségekre is. Az előbbi esetben a korrelációs együtthatók értékeinek az évi megfelelőktől való eltérése a felszínparaméterek kiemeltebb szerepeire utal. A szeles időjárási körülmények során megfigyelt intenzitások eseteiben viszont csekélyebb hatásai nyilvánulnak meg (**12. táblázat**). A táblázatban megfigyelhető, hogy a hősziget vizsgált tényezői egymással szoros kapcsolatban vannak, kivéve az

égbolttakarási index korrelációs együtthatóit, mely gyengébb összefüggést mutat a többi paraméterrel.

3.1.3. A beregszászi UHI becslő modellje

A módszereknél leírtaknak megfelelően (2.3.2. *alfejezetben*) az átlagos mérőponti hősziget-intenzitás és a városi felszín paraméterei közötti összefüggést többszörös lineáris regressziós egyenlettel közelítettem. A többszörös lineáris regressziós egyenlet az átlagos mérőponti hőtöbblet varianciája 0,69 részét magyarázza meg (13. táblázat, Δt), amit a determinációs együttható (r^2) értéke jelez. A parciális korrelációs együttható legmagasabb értéke a nempárologtató felszínek aránya esetében kiemeli e tényező jelentőségét a hőtöbblet kialakításában. A város szélétől való távolság majdnem hasonló, míg az égbolttakarási index csekélyebb mértékben határozza meg a hősziget-erősségét. A modell maximális hibája a mérőponti átlagos hősziget értékének a becslésben 0,53 °C, a hiba szórása 0,18 °C alatt maradt (LÁSZLÓ & SZEGEDI 2015).

13. táblázat. A mérőponti hősziget-intenzitás és az azt befolyásoló felszínparaméterek többváltozós regressziós egyenletei és az egyenletekbe beépített paraméterek parciális korrelációs együtthatói Beregszászban. r^2 – a többszörös determinációs együttható, a többi alkalmazott jelölés a 9. táblázatnak megfelelően.

	Többváltozós lineáris regressziós egyenlet	r^2	Standard parciális korrelációs együtthatók		
			T	NPF ₃	ÉTI
Δt	$= 0,689 + 0,569T + 0,714 \times NPF_3 + 0,775 \times \text{ÉTI}$	0,697	0,413	0,473	0,233
$\Delta t/N_y$	$= 0,817 + 0,752T + 0,753 \times NPF_3 + 0,204 \times \text{ÉTI}$	0,651	0,447	0,427	0,052
$\Delta t/T$	$= 0,534 + 0,352T + 0,69 \times NPF_3 + 1,45 \times \text{ÉTI}$	0,718	0,299	0,502	0,449
$\Delta t/D$	$= 0,936 + 0,72T + 0,893 \times NPF_3 + 1,157 \times \text{ÉTI}$	0,708	0,416	0,471	0,274
$\Delta t/B$	$= 0,309 + 0,32T + 0,514 \times NPF_3 + 0,295 \times \text{ÉTI}$	0,597	0,320	0,456	0,120
$\Delta t/NS_z$	$= 0,734 + 0,708T + 0,86 \times NPF_3 + 1,175 \times \text{ÉTI}$	0,755	0,459	0,509	0,315
$\Delta t/S_z$	$= 0,661 + 0,395T + 0,525 \times NPF_3 + 0,194 \times \text{ÉTI}$	0,470	0,286	0,350	0,057

Eltérések figyelhetők meg a hősziget-intenzitásnak a téli és a nyári empirikus modelljében. Erre a többszörös determinációs együttható (r^2) értéke utal, mivel a beépített három tényező melegebb félévben valamivel gyengébben határozza meg a városon belül kialakult léghőmérséklet „erősségét” (13. táblázat, $\Delta t/Ny$ és $\Delta t/T$). A parciális korrelációs együtthatók eltérései a várostól való távolság relatíve nagyobb jelentőségét valószínűsítik a melegebb félévben, míg a nempárolgató felszínek aránya és az égbolttakarási index erősebb befolyással van a hidegebb periódusban.

A derült és borús égbolt alatt végzett mérések eredményeit összehasonlítottam. A derült időjárási helyzetekben kifejlődött hősziget-intenzitás értékei a modellegyenletbe bevont statikus paraméterrel jobban magyarázható, mint borús meteorológiai szituációk alatt kialakult hőtöbbletek. Ezt a determinációs együttható értéke jelzi.

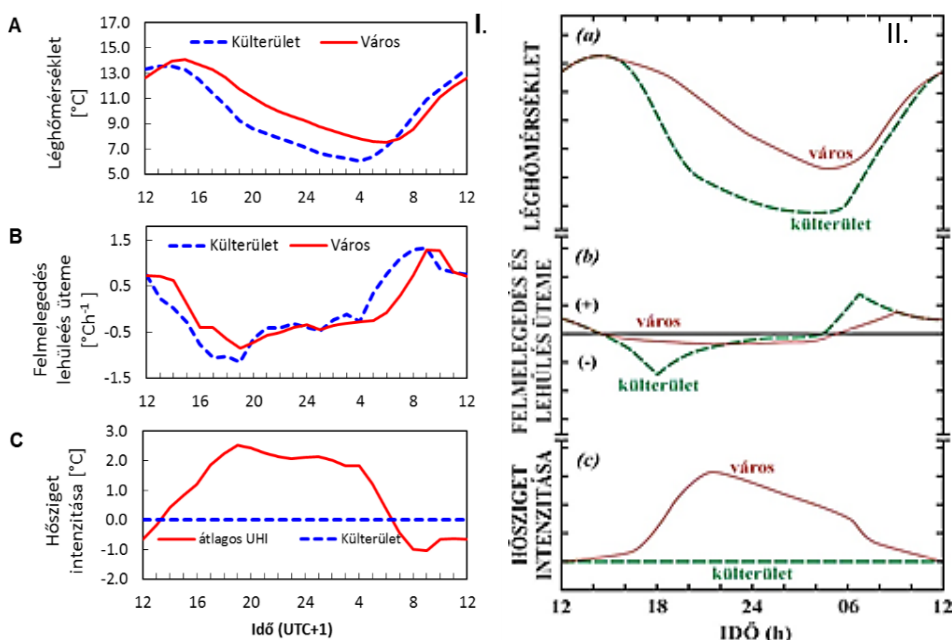
A nempárolgató felszínek arányának jelentősége itt is megnyilvánul. Szembetűnő az égbolttakarási index alacsony parciális korrelációs együtthatója borús időben kialakult hőszigetek többszörös regressziós egyenletében, ami az eltérő sugárzási viszonyokra utal (LÁSZLÓ & SZEGEDI 2015). Ez azt jelenti, hogy borult időjárási helyzetben, a nappal bejövő sugárzást a felhőzet korlátozza, így a rövid- és hosszúhullámú sugárzás kevesebb, mint a derült meteorológiai körülmények között. A nappali órákban kevesebb energiabevétel miatt az éjszaka kifejlődő hősziget-intenzitása gyengébb, mivel az utcakanyonokból kisebb mértékű hosszúhullámú kisugárzás érkezik.

A fentebb leírt összefüggésekből megállapítható, hogy a nempárolgató felszínek aránya, az égbolttakarási index és a város peremétől való távolság bevonásával elkészített többszörös lineáris regressziós modellek jellemzik a hősziget-intenzitás mérőponti eltéréseit Beregszászban. A városban kialakult hőtöbblet varianciának a regresszió által meg nem magyarázott része a mérési hibáknak, a figyelmen kívül hagyott tényezőknek, a modell tökéletlenségének tudható be.

3.2. A LOKÁLIS VÁROSI HŐSZIGET DINAMIKÁJA BEREGSZÁSZBAN

A beregszászi mikrometeorológiai állomás által mért UHI intenzitás átlagos napi menete a szakirodalomban leírt sajátosságokkal összecsengően alakult. Éjjel alakultak ki a nagyobb hőtöbbletek, míg nappal a természetes felszínhez képest gyakran hűvösebb volt a város belterületén. Nagyvárosi mérési eredményekkel összehasonlítva az UHI járása Beregszászon is hasonlóképpen alakult. Az éjszakai hőmérsékleti többlet a városban 19 és 4 (UTC+1) óra között éri el a maximumát, ami meghaladja a 2,3 °C-ot. A napi menet alakulásában nem jelentkező – más

vizsgálatok által alátámasztott – napnyugta után 3–5 órával később kialakuló maximum (21. ábra).



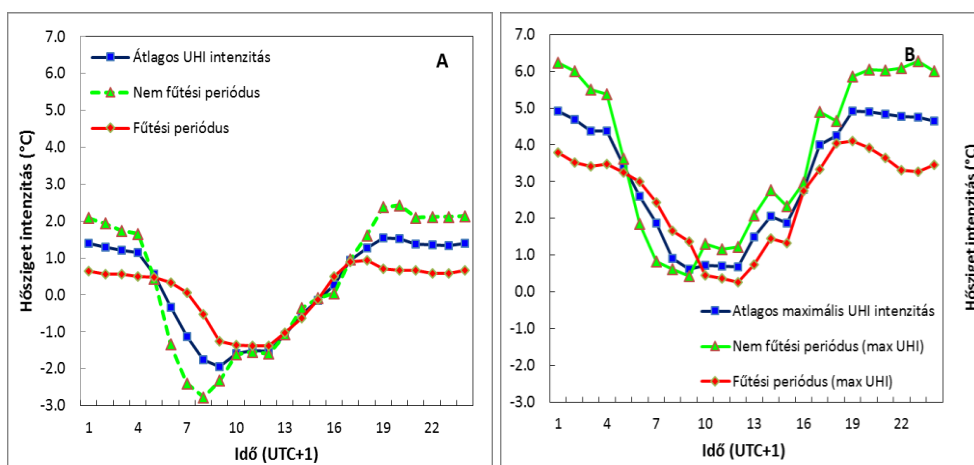
21. ábra. A léghőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$, A/I.), a lehűlés és felmelegedés üteme ($^{\circ}\text{C h}^{-1}$, B/I.) átlagos napi menete a beregszászi szinoptikus és a városklíma mérőállomáson, valamint a beregszászi városi hősziget intenzitásának az átlagos napi menete ($^{\circ}\text{C}$, C/I.). A bal oldali (II.) ábrásor e mutatók szakirodalmi átlagos járását mutatja (OKE 1987; UNGER ET AL. 2012).

A reggeli órákban 6 órától kezdődően az átlagos hősziget-intenzitás folyamatosan csökken, a minimális $-1,9^{\circ}\text{C}$ értékét 9 órakor éri el. A 9-16 óra (UTC+1) közötti periódusban csökkenni kezd a léghőmérsékleti különbség a városi és a természetes felszín között. A délutáni órákban, 15 órától (UTC+1) elkezd intenzíven növekedni az átlagos hősziget-intenzitás értéke és 20 órakor eléri a maximumát. Az éjszakai hősziget-intenzitása 20 és éjjel 1 óra (UTC+1) között átlagosan 2°C volt.

Összességében az UHI értéke 6 és 16 óra (UTC+1) között negatív értéket produkált. Ez azzal magyarázható, hogy a városi felszín korlátozza a napközben beérkező sugárzásforgalmat, így ez a felszín közelében hőhiányként jelentkezik, míg a műholdas infravörös vizsgálati eredmények arról számolnak be, hogy a hőtöbblet napközben a tetőszinten jelenik meg (BARTHOLY ET AL. 2009; LELOVICS ET AL. 2011; PENG ET AL. 2012). A nappali negatív hősziget előfordulása gyakori a forró

időjárási helyzetek esetén, míg az éjszakai hősziget nagy értékekkel rendelkezik (FIGUEROLA & MAZZEO 1998; FENNER ET AL. 2014).

Elemzéseket végeztem a fűtési (november 1-től március 31-ig) és a nem-fűtési félévek (április 1-től október 31-ig) vonatkozásában is. A fűtési szezonban a belvárosi hősziget értékei, vagyis az átlagos napi menete eltért a nem-fűtési félévtől. A fűtési félévben az UHI maximumát 18 órakor (UTC + 1) érte el, ami 0,7 °C volt. A nap folyamán 7–15 óra között volt megfigyelhető hőhiány a belvárosban, a késő délutáni, esti órákban folyamatosan 0,6 °C fölötti hőtöbblet volt jellemző (22. ábra).

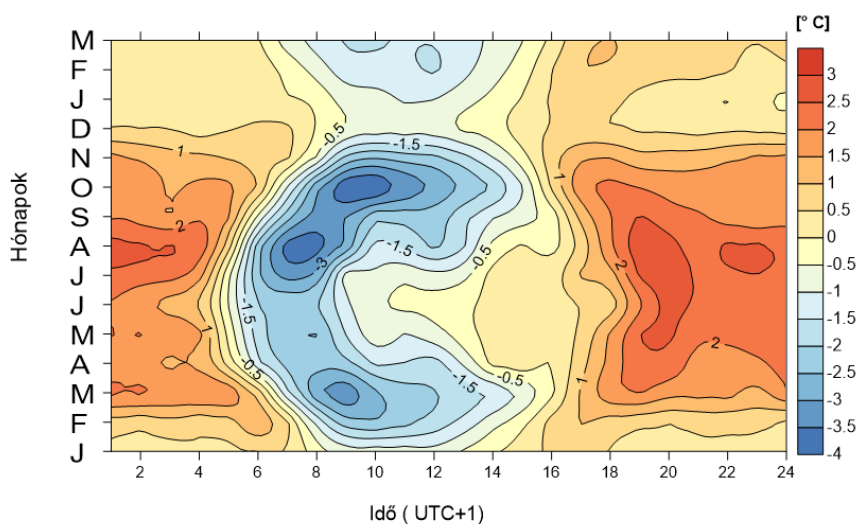


22. ábra. A beregszászi városi hősziget intenzitás átlagos (A) és az UHI maximális (B) napi mente fűtési (november 1-től március 31-ig) és nem-fűtési (április 1-től október 31-ig) időszakban.

A nem-fűtési félév hősziget-intenzitásának átlagos időbeli alakulása meghaladta az évi átlagos napi menetet, a maximális hőtöbblete 0,9 °C-kal, a minimuma pedig 1,2 °C-kal volt nagyobb. A nappali hősziget-intenzitás negatív értékei a nap folyamán egy órával későbbre tolódtak az esti időszak felé, míg a hajnali órákban egy órával korábban jelentkeztek. A többi időszakhoz hasonlóan 16 órakor (UTC+1) kezdődő gyors emelkedés és a 21 óra (UTC+1) körüli kezdeti mérséklődés, valamint 4 óra 30 perc környékén egy hirtelen csökkenés volt megfigyelhető a városi hősziget-intenzitás értékeiben. A nem-fűtési félév hőtöbblet értékei jóval meghaladták a fűtési periódusban kifejeződött UHI értékeket, ez azzal magyarázható, hogy a bejövő energia értéke magasabb ebben a félévben, illetve a kibocsátott antropogén hőtöbblet is jobban hozzájárul a kialakuló hősziget-intenzitásához (22. ábra).

3.2.1. A beregszászi lokális hősziget-intenzitás (BUHI) szezonális változása

A kutatásom kiterjedt az évszakos és az UHI napi menetének alakulására is. Ehhez a hőtöbblet értékeit a napszak és az évszak függvényében ábrázoló izopléta diagram (23. ábra) bizonyult alkalmasnak. Az UHI intenzitása téli évszak vonatkozásában messze átlag alattinak bizonyult, amely mindössze $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ volt. Ebben az évszakban a Δt erőssége $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ között ingadozott, minimumát helyi idő szerint 12 órakor (UTC+1), maximumát éjfél körül éri el. A téli alacsony értékek a mérsékelt felszíni sugárzásforgalommal függnek össze, ami nem teszi lehetővé a jelentős különbségek kialakulását bel- és külterületek között, valamint az antropogén hőtöbblet kevésbé járul hozzá a hősziget kifejlődéséhez.



23. ábra. A beregszászi átlagos hősziget intenzitás értékei ($^{\circ}\text{C}$) napszak és évszak függvényében (függőleges tengely, 1–12 + 3 hónap; vízszintes tengely, 1–24 óra) a vizsgált 15 hónapban (2012. január 1-től–2013. március 31-ig).

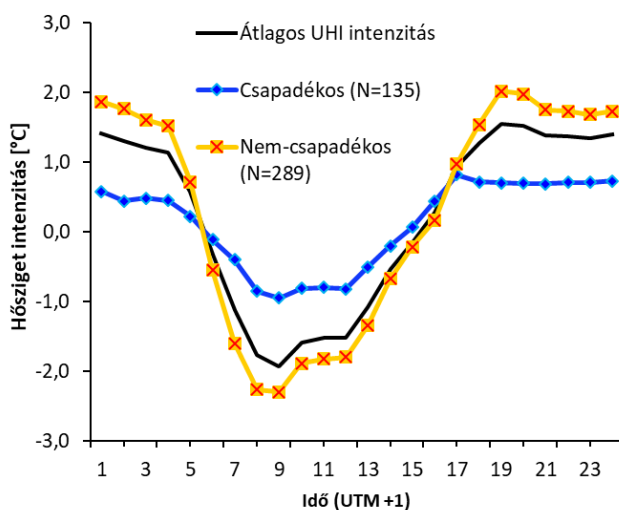
Az átmeneti évszakok átlagos hősziget-intenzitása meghaladta a vizsgált időszak átlagának értékét: $2,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ volt. Az UHI minimuma a reggeli órákban jelentkezett (7–8 órakor), míg a maximuma 19–21 óra (UTC+1) között, tehát az évszakos menet jól közelítette az évi járást.

A nyári időszak az éveshez és a többi évszakhoz képest a legmagasabb maximális és minimális hősziget-értékeket produkált, amely $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ között ingadozott, reggel 7 óra körül érve el a minimumot. A hőmérséklet menetében – a szakirodalmi adatokkal egyezően – találtam a maximum és a minimum értékek kifejlődésének időpontjait. Az intenzív hősziget kialakulása élénk, napközben a vidéki felszínnek esetében zavartalanul beérkezik a sugárzás (mivel az ÉTI minimális), míg a város

beépített részében a város épületei meggátolják azt (az esetünkben égbolttáthatóság 42% tesz ki). Az éjszakai órákban a természetes felszín kisugárzása a minimális égbolttakarási tényező miatt zavartalanul zajlik, azonban a város beépített területén az épületek falai korlátozzák a kimenő hosszuhullámú sugárzást.

A hősziget kifejlődése nagymértékben függ a nagytérégi meteorológiai feltételektől (UNGER 1996). A hősziget kialakulásához a legkedvezőbb a derült és anticiklonális időjárás, amikor a ki- és besugárzás zavartalan, illetve a szél nem gátolja a beépített terület felett kialakuló hősziget-intenzitást (SZEGEDI & KIRCSI 2003a; KIRCSI & SZEGEDI 2003). Ebben az esetben a nagyvárosok beépített felszínétől akár 300–400 m magasságig kialakulhat a városi határréteg kupola, amely melegebb környezeténél (LANDSBERG 1981; OKE 1987). Ellenben gyakran előfordulnak olyan meteorológiai elemek, amelyek korlátozzák vagy akadályozzák az UHI kifejlődését. Ezek közül gyorsan eltűnteti a város és vidék között kifejlődött hőmérséklet-különbséget a zápor és zivatar, mely intenzív csapadékhullással jellemezhető.

A csapadékos és a csapadékmentes időjárási körülmények meghatározzák az UHI kifejlődését: az előbbi korlátozza vagy megakadályozza a létrejöttét, míg az utóbbinál maximális lehet az UHI kifejlődése (24. ábra).

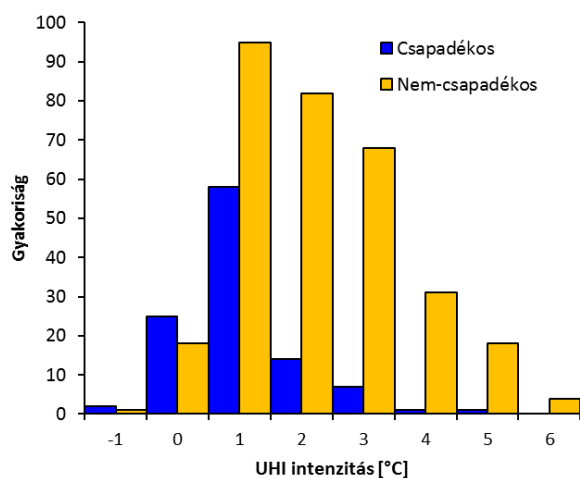


24. ábra. A beregszászi átlagos városi hősziget intenzitás napi menete, csapadékos és csapadékmentes időjárási körülmények között.

Csapadékosnak definiáltam azokat a napokat, amikor a napi csapadékösszeg meghaladta az 1 mm-t, azonban azokat a napokat, amelyeken a csapadék mennyisége az említett küszöbérték alatt maradt, csapadékmentes kategóriába soroltam. Az alacsonyabb szélességeken elhelyezkedő városokban (Szingapúr, Szöul) a

csapadékküszöb értéke magasabb is lehet, amely akár az 5 mm-t is meghaladhatja (ROTH 2007; CHEN ET AL. 2014).

A csapadékos körülmények között megfigyelhető az UHI járásában a „visszafogott” maximális kifejlődés, amely nem haladja meg a 0,7 °C-ot, azonban a minimum értékben majdnem –1 °C volt. Továbbá az említett körülmények között – melyeknek az előfordulása jóval kevesebb a vizsgált időszakban – gyengébb hőszigetek fejlődnek ki, mint az anticiklonális időjárási helyzetekben. A csapadékmentes kategóriában a hőtöbblet zavartalanul kifejlődik és erősebb, mint a csapadékos időjárási körülmények között. Az UHI maximális kifejlődése 19 (UTC+1) órákor várható, ami 2 °C-os hőmérsékleti többlettel jár. A városi hősziget reggeli órákban (8–9 óra között UTC+1) éri el minimumát, amely –2,3 °C volt. Szignifikáns eltérést tapasztaltunk az említett két kategória (csapadékos *versus* nem csapadékos) alatt kialakult hőtöbblet gyakoriság eloszlásában. Az utóbbinál az éjszakai átlagos UHI intenzitás kifejlődik gyakrabban, míg a csapadékos körülmények esetében – jellemző a negatív hősziget – a város és környezete közötti különbség elmosódik. A kedvező időjárási szituációkban 2-3 °C-os éjszakai UHI kifejlődés jellemző. A leggyakrabban fordul elő 1 °C-os éjszakai UHI, valamint kisebb arányban előfordul 4-6 °C hősziget-kifejlődés is, ezt mobil mérési módszer segítségével igazoltam (LÁSZLÓ & SZEGEDI 2015).

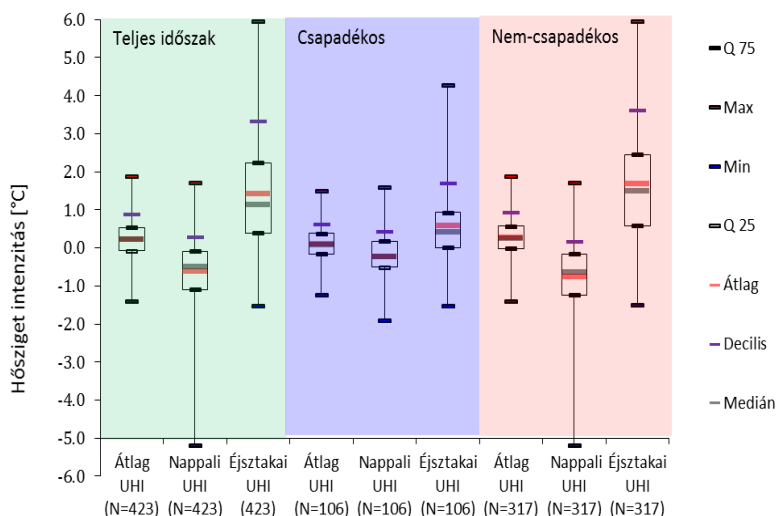


25. ábra. A beregszászi éjszakai átlagos hősziget csapadékos és nem-csapadékos időjárási helyzetben.

Az adatsort éjszakai (19-től 4 óráig) és nappali hősziget intenzitásra (10-től 17 óráig) csoportosítottam, az elkülönítésnél figyelembe vettem a napkelte és napnyugta

időpontjait, hiszen emiatt tolódhatnak a hajnali minimum és az éjszakai maximum értékek. A felosztott csoportok szerint hősziget-intenzitást a box-plot diagram segítségével a teljes időszakra, csapadékos és nem-csapadékos időjárási helyzetekre vonatkozólag ábrázoltam. A **25. ábrán** jól látható, hogy a teljes időszakra vonatkozóan az átlagos UHI alig haladja meg a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot, míg az éjszakai átlagos UHI akár a $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot is elérte. A teljes időszak átlagos maximális értéke $1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ volt, míg a nappali időszaké valamivel kevesebb. Természetesen az éjszakai hősziget átlagos és maximális értékei nappali időszakhoz képest jelentősen többnek bizonyultak (éjszakai maximális UHI $6\text{ }^{\circ}\text{C}$; nappali maximális UHI $1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$), ami szignifikáns eltérést jelent (**25. ábra**).

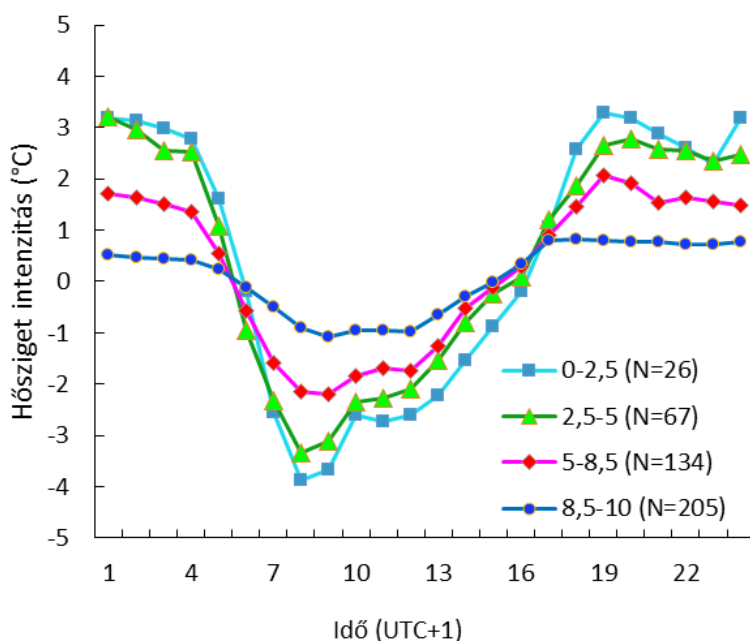
A **csapadékos** időjárási viszonyok alatt kifejlődött hősziget-intenzitások jelentősen alacsonyabbak, míg a **nem-csapadékos** maximum és minimum értékek magasabbak. A medián értékek összevetésénél szembetűnik, hogy a csapadékos helyzetekben $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ volt, míg tiszta csapadéktól mentes, az UHI kifejlődésének kedvező szituációban nappali órákban $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, ellenben az éjszakai periódusban eléri az $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot is. Ez a $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ eltérés a medián értékek között az épületek árnyékoló hatásából adódik a nappali órákban, míg éjszaka a hosszúhullámú kisugárzást akadályozza (**26. ábra**).



26. ábra. A beregszászi éjszakai és nappali hősziget intenzitás box-plot ábrája a vizsgált időszakban, csapadékos és nem-csapadékos időjárási körülmények között.

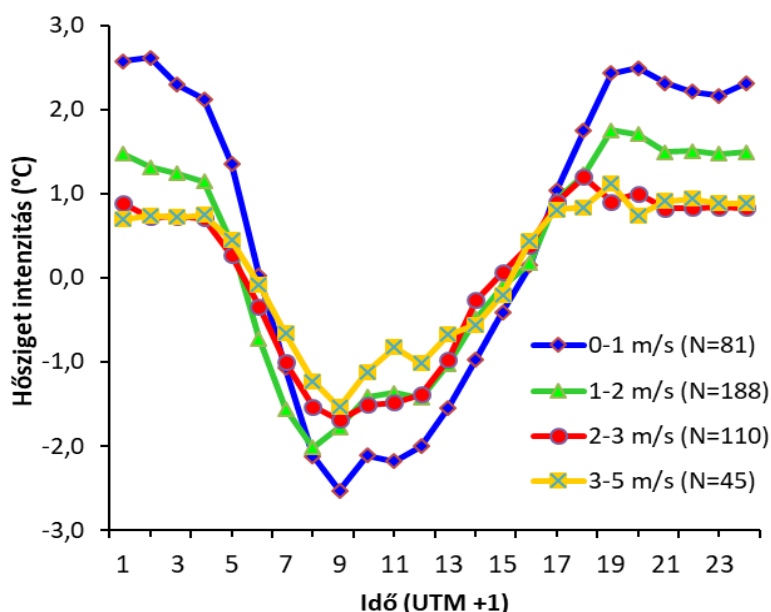
A nem-csapadékos körülmények között a nappali minimumok értékei alacsonyabbak, mint az éjszaka folyamán. Ugyanakkor a maximum értékek jelentősen magasabbak az éjszakai órákban, mint napközben.

A fent említett időjárási elemek mellett a felhőzettség szintén meghatározza a sugárzási egyenleg alakulását és közvetve a hősziget kifejlődését és napi dinamikáját. Az elemzés során négy kategóriát különböztettünk meg a borultsági viszonyok szerint (**27. ábra**), megadva ezeknek az abszolút előfordulási számát. Az első két kategória között nem tapasztaltam jelentős különbségeket a hőmérséklet menetében, vagyis a 0–5 dekáddal (0–4 okta) jellemezhető borultság kedvező feltételt biztosít a városi hőtöbblet kifejlődésének. Ezzel szemben a teljesen borult, vagyis 8,5 dekádot meghaladó (7–8 okta) borultság esetében a hőtöbblet járása a csapadékos kategóriában látott görbe menetét követi. Az 5–8,5 dekád közötti borultsági viszonyok esetében közepes erősségű hősziget alakul ki, amelynek a maximális értéke meghaladja a 2 °C-ot.



27. ábra. A beregszászi UHI napi menete különböző felhőtakaró viszonyok között (a felhőtakaró mértékegysége: dekád 0–10 relatív skála).

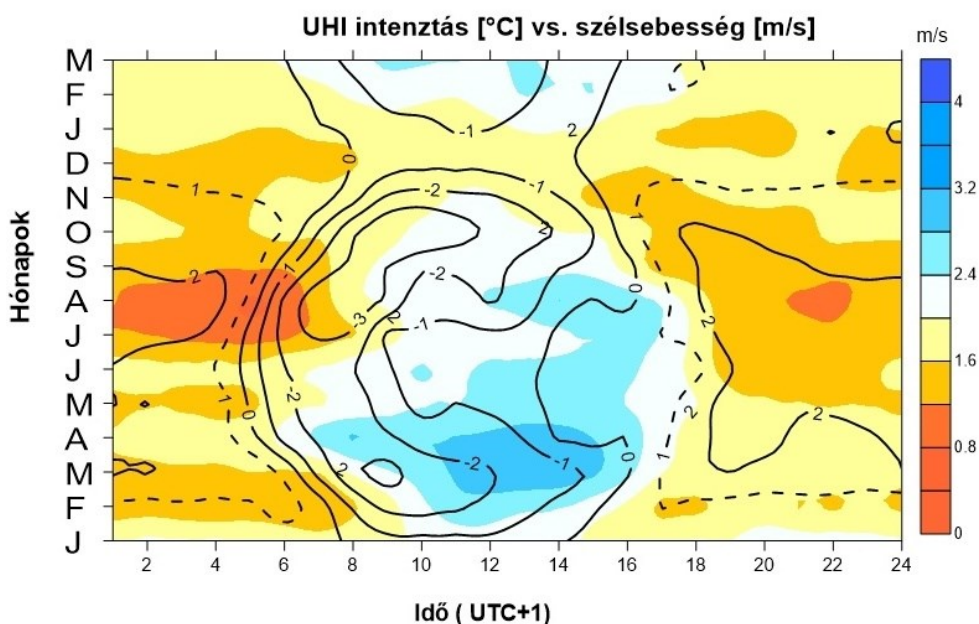
A hőmérséklet és a borultság után a harmadik fontos időjárási tényező a **szélsebesség erőssége**, amely nagymértékben befolyásolja a városi hősziget kifejlődését és intenzitását. Beregszász méretű városoknál a kritikus szélsebesség értéke 3 m s^{-1} , amely fölött már nincs lehetőség önálló városi hősziget kialakulására (OKE & HANNELL 1970).



28. ábra. A beregszászi hősziget-intenzitás napi menete különböző szélviszonyok között (a szélesebbesség mértékegysége m s^{-1}).

Az átlagos szélesebbesség-intenzitás értékekből négy osztályt különböztettünk meg. Az első kategória ($0-1 \text{ m s}^{-1}$) szélviszonyai a legkedvezőbbek voltak a maximális UHI kifejlődésére, ami elérte a $2,7 \text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot. A minimum értékek ($-2,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$) karakteresen jelentkeztek a városi és a természetes felszínek között. A második kategóriában ($1-2 \text{ m s}^{-1}$) az UHI napi menete már másképpen alakul, hiszen a maximum ($1,9 \text{ }^{\circ}\text{C}$) és a minimum ($-2,1 \text{ }^{\circ}\text{C}$) értékek alacsonyabbak. A harmadik ($2-3 \text{ m s}^{-1}$) és a negyedik ($3-5 \text{ m s}^{-1}$) kategória szélviszony hatások a hősziget-intenzitás menetére nagyon hasonló képet mutat. Az utóbbi két kategória esetében a khi-négyzet próba nem jelzett szignifikáns különbséget közöttük. A fent említett szélviszonyok esetén a hősziget gyengén fejlődik ki, és éjszakai maximum $0,9 \text{ }^{\circ}\text{C}$ és nappali minimum $-1,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ volt, a többi kategóriához képest gyengébb különbségek alakultak ki minden napszakban (28. ábra).

Az UHI kialakulása szempontjából abszolút kedvezőtlen időjárási körülmények között (szeles [több mint 3 m s^{-1}], borús [8,5-10 dekád], csapadékos [1 mm]) az UHI kifejlődése maximális kifejlődése $0,1$ és $-0,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ között ingadozik, amely összecseng a szakirodalomban feltüntetett hasonló méretű városokéval (OKE 1973).



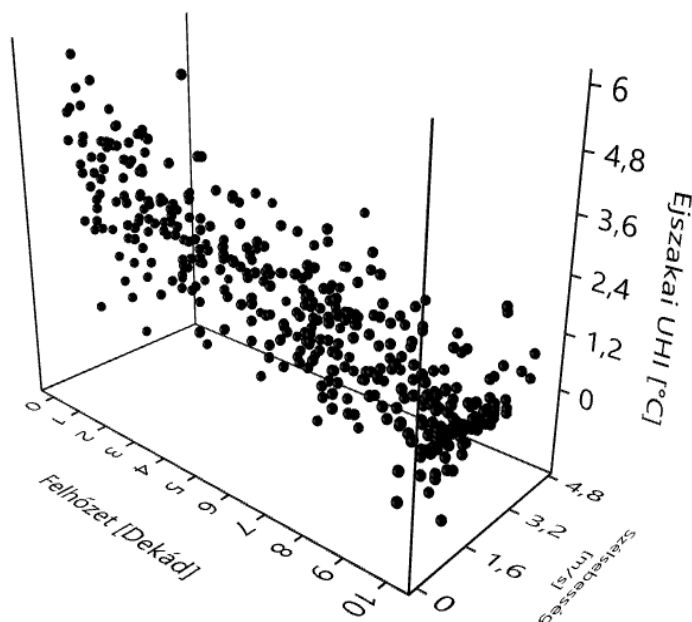
29. ábra. Az átlagos városi szél és az átlagos hősziget-intenzitás napszak és évszak függvényében.

A **29. ábra** szemléletesen mutatja az átlagos városi szélesség paraméternek a szezonális változását, amely szignifikánsan meghatározza az UHI intenzitás átlagos órák változását. Az éjszakai órákban szélcsend uralkodik vagy csak enyhe szél jellemző, míg a nappali órákban megélné a szélesség. A felerősödött szélviszonyok között a nappali hősziget-intenzitása mérséklődik, míg az éjszakai szélcsendes órákban a kifejlődésnek kedvez. A szélcsendes éjszakák gyakorisága a nyári hónapokban éri el maximumát, ennek megfelelően alacsony szélesség átlagok várhatók a melegebb időszak közepétől ősz elejéig. Nyár közepétől az ősz első hónapjával bezárólag az éjszakai órák alacsony szélességgel és jól kifejlődő UHI intenzitással jellemezhetők, ám a tavaszi hónapokban az éjszakai átlagos szélesség mérsékeli azt.

3.2.2. A beregszászi lokális hősziget-intenzitás empirikus modellje

A regressziós elemzések alapján a városklíma-állomás adatai megerősítették, hogy a meteorológiai paraméterek közül a szélesség és felhőzet, illetve a relatív páratartalom lényegesen befolyásolják az éjszakai hősziget kifejlődését, míg a légnyomás elhanyagolható, ami összhangban van más európai kutatások eredményeivel.

A **30. ábra** jól mutatja a felhőzettség és a szélesebesség hatását az éjszakai hőszigetre vonatkozóan, ahol világosan látható, hogy a hősziget-intenzitás kifejtettebb volt alacsony szélesebesség és felhőmentes körülmények között, valamint az előző napokban kedvező időjárási feltételek domináltak.



30. ábra. A beregszászi éjszakai hősziget függése az szélesebességtől és az égbolt borultságtól, Beregszászban.

A felhőzettség mint meteorológiai paraméter hatása nem egyértelmű az UHI maximális kifejlődésében (MORRIS ET AL. 2001), ezért fontos más tényezővel együttesen vizsgálni. Ennél fogva bevontam több meteorológiai paramétert a többszörös lineáris regressziós elemzésbe, hogy feltárjam a relatív fontosságukat az éjszakai városi hősziget kifejlődésében. A független változók a paraméterek a következők: CL – felhőtakaró aránya alsó szinten, CU – felhőtakaró aránya felső szinten, Ws – szélesebesség; Wd – szélirány; ST – talajhőmérséklet; RH – páratartalom, Pre – csapadék, Rn – hosszúhullámú kisugárzás. A függő változó paraméternek az átlagos éjszakai hősziget-intenzitást alkalmaztam. Mivel a bemenő adatok eloszlása befolyásolja az alkalmazandó módszert, valamint a kapott eredmények értelmezését, ezért elvégeztem az adatok normalitás vizsgálatát. A normál eloszlástól szignifikáns eltérést találtam a szélesebesség és csapadék esetében, így ezeket normalizáltam (**14. táblázat**).

14. táblázat. Meteorológiai paraméterek és az éjszakai hősziget közötti összefüggés erőssége, r – korrelációs együttható.

Paraméterek	Éves r	Tavaszi r	Nyári r	Őszi r	Téli r
CL	– 0,71	– 0,66	– 0,66	– 0,69	– 0,53
Ws	– 0,35	– 0,29	– 0,49	– 0,57	– 0,41
ST	0,53	0,40	0,30	0,18	0,23
RH	– 0,55	– 0,54	– 0,52	– 0,17	– 0,32
Rn	– 0,66	– 0,61	– 0,46	– 0,69	– 0,23
Pre	– 0,27	– 0,32	– 0,38	– 0,22	– 0,27
n	420	120	92	80	127

Megvizsgáltam, hogy a magyarázó változók (mint független változók) önmagukban milyen mértékben befolyásolják az éjszakai hősziget kifejlődését (mint függő változó értékét). Így a korrelációs együtthatók alapján kaptam egy fontossági sorrendet a paraméterek között, mely sorrend nem minden évszakban egyezett meg (**14. táblázat**). A teljes éves időszakban a legerősebb negatív kapcsolatot a CL, csökkenő mértékben Rn, RH és a Pre tényező mutatta a regressziós analízis során, míg a talajhőmérséklet pozitív összefüggést mutatott az éjszakai hőtöbblettel. Továbbá a regresszió-analízis alkalmazásával meghatároztam a többszörös lineáris együtthatókat a beléptetés módszert alkalmazva.

A regressziós együtthatók és a bevont meteorológiai paraméterek segítségével, több empirikus modellt építettem, amely százalékosan magyarázza az éjszakai hősziget varianciáját, ezeket a **15. táblázat**ban foglaltam össze. Minden regressziós együttható statisztikailag szignifikáns és 95%-os konfidencia intervallumon belül érvényes. A többszörös regressziós egyenlettel az éves átlagos hősziget-intenzitás varianciának 67,3%-a magyarázható. Az empirikus egyenletbe beépített tényezők közül a legfontosabb az alacsony szintű felhőzet, azaz minél tisztább az égbolt, annál erősebb éjszakai hőtöbblet alakul ki.

Az éves viszonylatban a második legfontosabb paraméter (amely korlátozhatja az éjszakai UHI kifejlődését) a szélsébség alakulása, ez a paraméter negatív összefüggésben van az éjszakai hősziget-erősséggel, amelyet a parciális korrelációs együttható is jelez. Egyéb településeken (például Fairbanks városában) igazolták, hogy a nyugodt, szélcsendes vagy gyenge szélviszony kedvez az erős éjszakai hőtöbblet kifejlődésének. A várost vizsgáló szerzők szerint az erős hősziget intenzitást, gyakorlatilag a gyenge szél áramlása idézi elő (MAGEE ET AL. 1999). Ennek következményeként a hó könnyen felhalmozódik a felszín közelében, hiszen nincs erős turbulens átkeveredés. Ezt a jelenséget mobil mérési kampány során

mutatták ki Debrecen esetében (SZEGEDI & KIRCSI 2003a). Tehát a szélsébség és az UHI intenzitás között erős inverz összefüggés létezik, így az erős szél fokozza a turbulens keveredést és az advekciót a felszín közelében, amely redukálja a város-vidék között kialakult hőmérséklet különbséget (OKE 1987). A harmadik fontos paraméter a talajhőmérséklet, amely pozitívan járul hozzá a hőtöbbletkez, míg az RH megnövekedésével csökken a magyarázott változó, így azt korlátozza. A hosszúhullámú kisugárzás (R_n) jelentősebb szerepére utal a parciális korrelációs együttható értéke az épített modellben. Megjegyzem, hogy az R_n értékét az éjszakai órákban negatív előjellel használtam, hiszen éjszaka többnyire a felszín felől sugároz hosszúhullámot, mely hozzájárul az UHI kifejlődéséhez. Tehát markánsabb hosszúhullámú kisugárzásnál erősebb hőtöbblet fejlődik ki, míg ellenkező esetben gyengébb.

15. táblázat. A többszörös regressziós együtthatók és a meteorológiai paraméterek.

Jelölések: Δr^2 – determinációs együttható változása; r – parciális korrelációs együttható.

Par.	Éves		Tavas		Nyár		Ősz		Tél	
	Δr^2	r	Δr^2	r	Δr^2	r	Δr^2	r	Δr^2	r
CL	0,51	-0,37	0,44	-0,36	0,44	-0,27	0,03	-0,25	0,29	-0,41
Ws	0,03	-0,34	0,03	-0,34	0,11	-0,49	0,12	-0,43	0,11	-0,41
ST	0,09	0,28	0,14	0,42						
RH	0,01	-0,14	0,02	-0,22	0,02	-0,22			0,02	-0,17
Rn	0,03	-0,30	0,04	-0,35	0,06	-0,37	0,49	-0,41		
r^2 (%)	67,3		67,6		62,6		62		41	
n	420		120		92		80		127	

Évszakos eltérések figyelhetők meg az épített regressziós modelleken között, hiszen a százalékosan a legkevesebb magyarázott variancia a téli modellben figyelhető meg, amely az éveshez képest 16%-kal kevesebb. A téli időszakban, mindösszesen három meteorológiai tényező (CL: 28%, WS: 41%, RH: 17%) befolyásolja a hőtöbblet kifejlődését, hiszen ebben a periódusban az antropogén hőtermelés veszi át a szerepet az éjszakai hősziget-intenzitás alakulásában, viszont a korlátozásában a főbb magyarázó változók, a felhőzettség és a szélsébség meghatározó. A tavaszi évszakban – hasonlóan az éveshez – az első legfontosabb a felhőzettség (44,5%) a második pedig a szélsébség erőssége, míg az őszi a hosszúhullámú kisugárzás elsődlegesen magyarázza a hőtöbblet teljes variancia 48%-át. Az őszi évszakban – hasonlóan a tavaszihoz – a másodlagosan a szélsébség határozza meg (11%) a hőtöbblet változását a városban (**16. táblázat**).

16. táblázat. Többszörös lineáris regressziós modell a bevont időjárási kontrolláló tényezőkkel. Jelölések: r – többszörös korrelációs együttható; r^2 – többszörös determinációs együttható; sd – becslés hibája; $szig.$ – szignifikancia szint; N – elemszám.

Időszak	Empirikus modell	r	r^2	sd	$szig.$	N
Éves UHI éjsz	$= 2,839 - 0,141 \times CL + 0,034 \times ST$ $- 0,353 \times Ws - 0,002 \times Rn - 0,012 \times RH2$	0,822	0,671	0,76	0,007	420
Téli UHI éjsz	$= 2,67 - 0,106 \times CL - 0,276 \times Ws$ $- 0,011 \times RH2$	0,645	0,416	0,51	0,019	124
Nyári UHI éjsz	$= 3,977 - 0,111 \times CL - 0,504 - Ws$ $- 0,002 \times Rn - 0,019 \times RH2$	0,791	0,626	0,61	0,042	87

A számított modellegyenletek és azok magyarázó változói segítségével megbecsülhető az éjszakai hőtöbblet napi változása a megadott konfidencia tartományon belül (**16. táblázat**). A bevont tényezők különböző mértékben határozzák meg a hőmérséklet varianciáját a város környezetében, ezért fontos, hogy a kapott eredményeket összevettem különböző méretű városokra kidolgozott modellegyenletek becslésével. Ezek közül a nemzetközi szakirodalomban fellelhető fontosabb eredményeket bemutatom, valamint összehasonlítom az általam kapott eredményekkel.

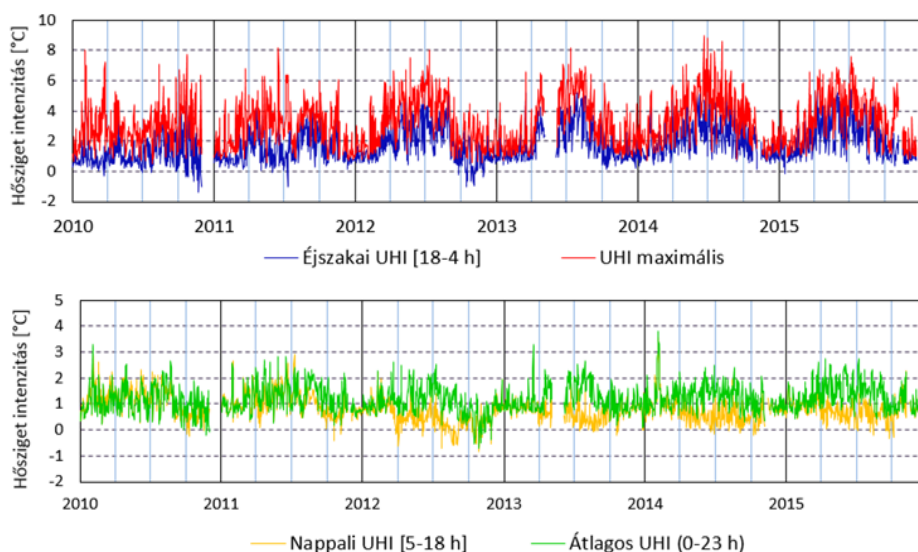
Kim és Baik a többszörös regressziós módszert alkalmazva, és négy fontos meteorológiai paramétert bevonva (CL , Ws , RH , Per – az előző napi hősziget intenzitás) Dél-Korea hat legnagyobb városában (Szöul, Incheon, Daejeon, Daegu, Gwangju, és Busan) végeztek vizsgálatokat, amely során bemutatták a legfontosabb időjárási tényezők relatív fontosságát az UHI kifejlődésében a különböző méretű településeken (KIM & BAIK 2002). Jelentős súllyal rendelkező paraméterek – hasonlóan a beregszászi vizsgálatokhoz – a felhőborítás Daejeon-ban és WS , CL Busan-ban. Míg egyedül a szélesebbesség domináns Szöulban ($r^2 = 44,7\%$); Daegu-ban ($r^2 = 40,7\%$); Incheon-ban ($r^2 = 36,6\%$). Hasonló eredményeket kaptak Mongólia fővárosában, Ulánbátorban, ahol az elsődleges paraméter a Per – az előző nap UHI értéke – ($r^2 = 44\%$), míg a másodlagos a Ws ($r^2 = 14\%$) volt (GANBAT ET AL. 2013). London városában az éjszakai hősziget-intenzitás 40%-át magyarázza a beépített prediktor paraméter: szélesebbesség, örvényesség, relatív nedvesség a felszín közelében (WILBY 2008). Eredményeink nagy hasonlóságot mutatnak Hamburg városában végzett vizsgálatokkal, ahol a felhőborítottság a fő tényező, mely megmagyarázza a függő változó varianciájának 42%-át (ARNDS ET AL. 2015).

3.3. DEBRECEN VÁROS ÉS KÖRNYEZETE KÖZÖTTI ELTÉRÉSEK

3.3.1. A debreceni lokális hősziget-intenzitás jellemzői

Debrecenben a mérési kampány 2010-ben kezdődött el, 2015 végén ért véget. A megfelelő mennyiségű és minőségű adatbázis segítségével elemeztem a lokális hősziget-intenzitást különböző időskálán, mivel egy hosszabb időszak adataival rendelkeztem a város és vidék között rendszeresen kialakuló eltérésekről (hőmérséklet, páratartalom, sugárzás). A vizsgált perióduson belül az időbeli változékonyság megfigyelhető, vagyis egy napi kontraszt, ez többnyire naplemente után két-három órával csúcsosodik ki.

A **31. ábra** mutatja az éjszakai átlagos hősziget-erősséget, amelyet 18:00 és 4:00 közötti időintervallumban átlagoltam, valamint ábrázoltam, minden egyes esetben az UHI maximális értékét az adott napra vonatkozólag. Továbbá megfigyelhető a nappali átlagos hősziget-intenzitás, amely 5:00 és 17:00 óra közötti periódusra lett átlagolva, valamint számoltam a napi átlagos UHI értékeket.



31. ábra. Urbánus és rurális helyszínek közötti lokális hőmérséklet különbség (átlagos, maximális, éjszakai és nappali hősziget-intenzitás) Debrecenben, a 2010-2015 közötti időszakban. Jelölések: piros – éjszakai UHI, kék – átlagos maximális UHI, sárga – nappali UHI, zöld – átlagos napi UHI.

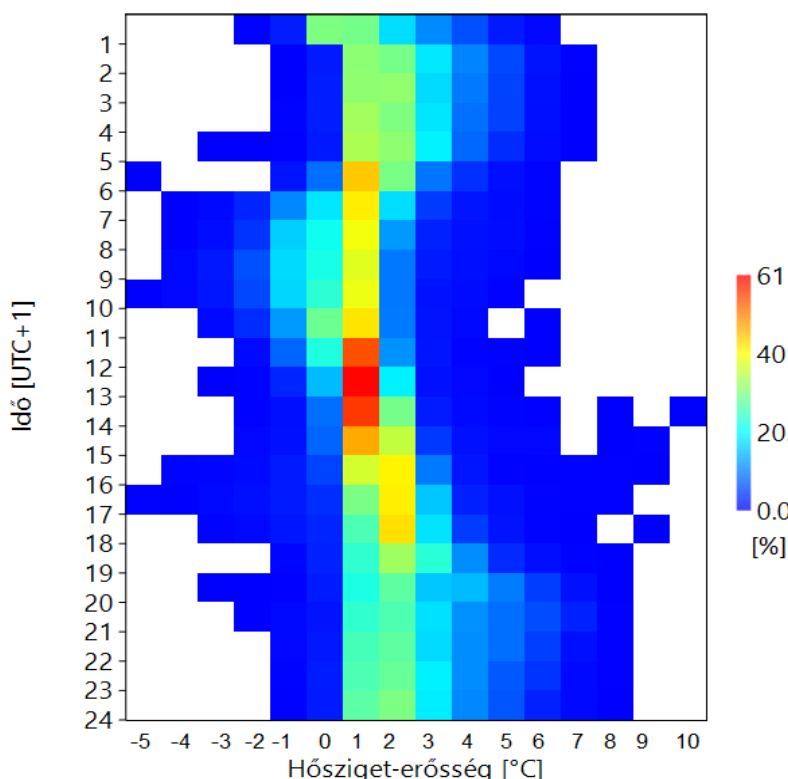
A síkságon elterülő Debrecenben a melegebb időszak a legkedvezőbb a hősziget maximális kifejlődésének, kivéve a 2010-es évet, amikor – a nyári periódusban – gyengébb kifejlődés figyelhető meg a többi évhez képest. Ennek egyik fő oka, hogy a 2010-es évben országszerte – így Debrecenben is – az átlagos mennyiséghez képest több csapadék hullott. Az Agrometeorológiai Obszervatórium 964 mm csapadékot regisztrált, míg a városban (azaz ATOMKI területén) 30 mm-el több volt. A csapadék mennyiség több mint fele (540 mm) a nyári időszakban hullott, amely jelentősen visszafogta a hősziget kifejlődését a nyári hónapokban.

A nyári periódusban, kedvező feltételek mellett a maximális UHI meghaladja az 5 °C-ot, néha eléri a 9 °C-ot is. Ez az érték igazodik a fentebb már említett, jól ismert összefüggéshez: a megfigyelt maximális UHI intenzitás és a város lakosság száma között feltárt reláció eredményéhez (OKE 1973).

A **31. ábrán** bemutatott hőmérsékleti különbségek szemléltetik az éjszakai hőtöbblet szignifikánsan nagyobb voltát a nappali és a napi átlagos hőtöbbletekhez képest. Ezen kívül jól mutatja, hogy melegebb periódusban erősebb hősziget-intenzitás alakul ki, mint a hidegben, ez a kifejlődésének az évszakfüggőségét jelzi.

A hőmérsékleti különbségek nagyságát és időbeli változékonyságát mutatja, hogy az éjszakai hősziget-intenzitások erőteljesebbek, mint a nappaliak. Ellenben, ha figyelembe vettem bizonyos napszakokban kialakult különbségeket, akkor belátható, hogy a nagy hősziget-intenzitás előfordulhat nemcsak éjszaka, hanem a nappali órákban is (**32. ábra**). Napközben – a 10:00 – 15:00 óra közötti periódusban – általában 1-2 °C-os hősziget-intenzitás értékek a leggyakoribbak, 40-60% között mozog, viszont előfordul erős negatív és pozitív hősziget egyaránt. A pozitívak elérhetik akár a 9-10 °C-ot (ezek főleg a kora délelőtti órákban fordulhatnak elő), míg a negatívak – 6 °C körüliek.

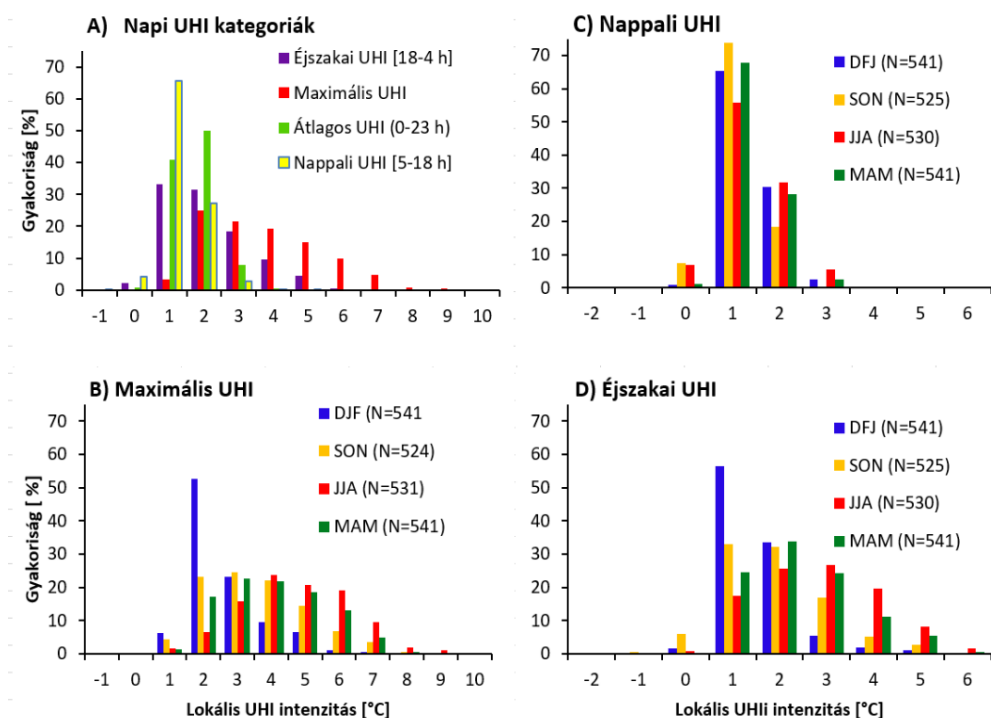
A negatív hősziget-intenzitás különbségek kifejlődését a gyorsan lezajló időjárási jelenségek okozzák. Ezek lehetnek: i) gyorsan átvonuló frontok, ii) hideg advekción, iii) zivatarok vagy egyéb időjárási jelenségek. A késő délutáni napszakban 15:00 – 18:00 között a 2-3 °C-os különbségek előfordulása válik jellemzővé, hiszen 60 – 40%-kal emelkedik meg az előző órákhoz képest.



32. ábra. Az UHI intenzitás relatív gyakorisága egy fokos hőmérséklet tartományokban, egy órás időközönként Debrecenben 2012-2015 közötti időszakban.

A hőmérséklet-különbség gyors emelkedése 19:00 óra után válik intenzívebbé, így az **éjszakai órákban** (19:00–24:00) gyakoribb lesz a nagyobb hősziget-erősségek kialakulása. Kevés esetben alakul ki negatív hősziget, amelynek a háttérben erős hidegadvekció vagy zivatar állhat.

Az erőteljesen kifejlődő hőszigetek ($<4\text{ }^{\circ}\text{C}$) gyakorisága meghaladja az estek 25%-át 21:00 óra körül, és a későbbi órákban sem csökken jelentősen, mindössze 5%-kal 24:00 óráig (6. melléklet). Az éjszakai órák további részében, az 1:00–4:00 óra közötti periódusban 1-2 $^{\circ}\text{C}$ -os termikus eltérések egyaránt 30%-os arányban jelennek meg, míg 3 $^{\circ}\text{C}$ -tól nagyobb különbségek 30-35% között ingadozva fordulnak elő. A hajnali órákban gyorsan csökken a hőmérséklet-eltérés a város-vidék környezete között, majd 5:30 óra körül negatív különbségek is kialakulhatnak. Ez a negatív hőmérsékletek gyakoriságnövekedésében jelenik meg, 5:00–9:00 közötti időszakban (32. ábra).



33. ábra. Az átlagos, maximális, éjszakai és nappali hősziget-intenzitás gyakoriságok évszakai bontásban. Jelmagyarázat: tél – DJF, ősz – SON, nyár – JJA, tavasz – MAM.

A város-vidék között kifejlődő pozitív és negatív hőmérséklet-különbség árnyaltabb értelmezéséhez az átlagos, maximális, éjszakai és nappali hősziget-intenzitás eloszlását napi, havi és szezonális időléptékben elemeztem (**33. ábra**). A nappali időszak gyenge átlagos UHI intenzitással jellemezhető, többnyire 1 °C körül (65%), míg az éjszakai periódusban a 3 °C-nál nagyobb hőtöbbletek relatív gyakorisága 30% körül alakul, ez szignifikáns eltérést jelent a két kategória között (**33. ábra/A**).

A napi átlagos UHI értékek a 1-2 °C közötti hőmérsékleti tartományban 51%-os előfordulással a leggyakoribb, míg a 3 °C-nál nagyobb maximális hősziget-intenzitás értékek az esetek 71%-ában fordult elő a vizsgált időszakban.

A város-vidék relációjában (**33. ábra/C**) a nappali időszakban kialakuló hőmérsékleti különbségekre 1-2 °C közötti értékek voltak (55-73%) jellemzők, sőt szezonális eltérések jelentkezték, hiszen tél, ősz és tavasz esetében 65-73% között fordult elő, míg nyáron valamivel csekélyebb arányban (55%) alakultak a gyakoriságok. Ezen kívül, fontos kiemelni, hogy a 2–3 °C közötti értékek előfordulása meghaladja a 30%-ot, kivéve az őszi évszakot.

Szezonális összevetésben eltérések figyelhetők meg az éjszakai időszakban kialakuló hősziget-intenzitás eloszlásában, hiszen jellegzetes aszimmetria jelentkezik a hideg és meleg időszak összehasonlításakor (**33. ábra/D**). Nyáron kifejtettebb és erősebb ($\Delta t = 3-5\text{ }^{\circ}\text{C}$), míg télen a gyenge ($\Delta t = 1-2\text{ }^{\circ}\text{C}$) hőmérsékleti különbségek a gyakoribbak, amely szignifikáns eltérés a két évszak összevetésekor. Az átmeneti évszakok esetében meglepő módon a tavaszi szezonban erősebb, míg az őszi szezonban gyengébb hőtöbbletek alakulnak ki.

A **maximális napi** (UHI_{max}) UHI gyakoriság eloszlásában szezonális különbségek figyelhetők meg, mivel tavasszal és nyáron (MAM, JJA) elsősorban erősebb ($\Delta t > 4\text{ }^{\circ}\text{C}$), míg télen (DJF) gyengébb ($\Delta t > 1\text{ }^{\circ}\text{C}$) hősziget-intenzitások voltak gyakoribbak. Az átmeneti évszakok vonatkozásában erősebb hőtöbbletek alakultak ki tavasszal, mint az őszi szezonban.

A **17. táblázat** bemutatja a szezonális átlagolt napi maximális UHI intenzitást a nem-csapadékos ($\text{Pre} < 2\text{ mm}$, amikor a napi csapadék kevesebb, mint 2 mm), csapadékos ($\text{Pre} > 2\text{ mm}$ több, mint 2 mm) és hősziget számára kedvező (AMC, a napi csapadék kevesebb, mint 2 mm , a külső állomáson a szélesebb napi maximuma kevesebb, mint 3 m s^{-1} és az összfelhőzet napi maximuma kevesebb mint 5 okta) időjárási helyzetekben, valamint az átlagos szélesebb és felhőborítottság értékeit. A küszöbértékek megadásánál figyelembe vettem a korábbi (Debrecenre releváns) hősziget-kutatásokat (SZEGEDI ET AL. 2013; SZEGEDI & KIRCSI 2003a), valamint a kifejlődött UHI erősségek gyakoriság eloszlását eltérő meteorológiai paraméterek függvényében. Az évszakra átlagolt napi maximális UHI intenzitás legerősebb volt nyáron, mind a csapadékos, a nem-csapadékos, és a hősziget számára kedvező időjárási körülmények között, míg a leggyengébb a téli évszakban fordult elő.

A magas páratartalom és a felhőzet (melyekről ismert, hogy inverz relációban vannak a hősziget-intenzitással), valamint a kevesebb beérkező sugárzás magyarázza a gyengébben kialakuló hőszigetet a hidegebb évszakban. Ezen kívül jelentős szerepet játszik a kedvezőtlen szinoptikus meteorológiai helyzetek (erős szél, hidegfront) nagy aránya a melegebb félévhez képest.

Kedvező feltételek gyakorisága több mint 40% a teljes vizsgált periódusban, míg a csapadékos körülmények mindössze 18%-ot tettek ki. Szignifikáns eltérést tapasztaltam a két csoport között, hiszen az AMC átlagolt maximális hőtöbblete $2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ -kal magasabb – a nyári évszakban (JJA) – a csapadékoshoz képest. E két kategória esetében jelentős eltérés volt tapasztalható az őszi és a téli szezonban, mely $1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nak adódott az előbbinél, míg az utóbbinál $2,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nak. Tavasszal jelentkezett a legkisebb különbség ($0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$). A definiált kritériumok alapján meghatározott kedvező időjárási feltételek csoportja objektíven jellemezi a maximális

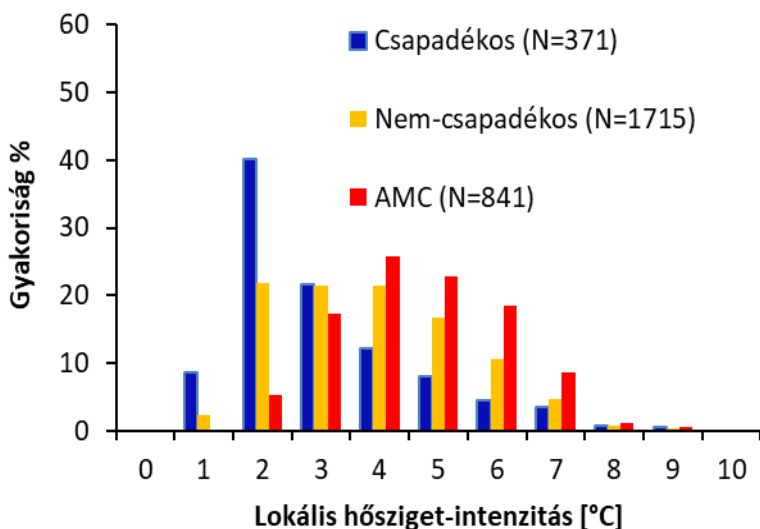
hősziget-intenzitás szempontjából meghatározó meteorológiai paramétereket, így alkalmazható hosszabb idősorok elemzésére (3.4. *alfejezet*).

17. táblázat. A napi maximális UHI intenzitás és meteorológiai paraméterek statisztikái kedvező (AMC), csapadékos és nem-csapadékos időjárási helyzetekben. Jelölések: értékek és a hozzá tartozó szórások zárójelben; W_{su} és W_{sr} – átlagos szélsősebesség városi és vidék környezetben; CL felhőzettség októberben; max UHI – napi maximális hősziget-intenzitása; N – előfordulás száma évszakonként.

Időjárási helyzet gyakorisága	Évszak	N	W_{su} [m s ⁻¹] (2 m)	W_{sr} [m s ⁻¹] (10 m)	W_{sr} [m s ⁻¹] (2 m)	CL [okta]	max UHI [°C]
AMC (N = 842)	DFJ	97	0,6 (±0,5)	2,4 (±1,0)	1,6 (±0,8)	2,5 (±1,7)	2,9 (±1,2)
	MAM	187	0,6 (±0,6)	2,5 (±0,8)	1,7 (±0,6)	2,7 (±1,5)	4,3 (±1,3)
40.3%	JJA	319	0,3 (±0,3)	2,3 (±0,7)	1,5 (±0,6)	2,3 (±1,4)	4,6 (±1,3)
	SON	238	0,2 (±0,4)	2,1 (±0,8)	1,2 (±0,7)	2,2 (±1,5)	3,8 (±0,5)
Csapadékos (N = 368)	DFJ	99	0,7 (±0,9)	2,8 (±1,3)	2,0 (±1,0)	7,6 (±0,9)	1,6 (±0,7)
	MAM	82	1,0 (±1,3)	3,6 (±1,5)	2,5 (±1,2)	7,2 (±1,0)	2,6 (±1,5)
18%	JJA	102	0,4 (±0,8)	2,8 (±1,2)	2,0 (±0,9)	6,0 (±1,7)	3,4 (±1,9)
	SON	85	0,4 (±0,7)	2,8 (±1,2)	1,9 (±1,0)	6,9 (±1,5)	2,4 (±1,3)
Nem-csapadékos (N = 1715)	DFJ	433	0,8 (±1,1)	2,9 (±1,6)	2,0 (±1,2)	6,0 (±1,2)	2,2 (±1,1)
	MAM	430	1,1 (±1,0)	3,2 (±1,5)	2,2 (±1,1)	4,6 (±2,3)	3,6 (±1,4)
82%	JJA	421	0,4 (±0,5)	2,5 (±0,9)	1,7 (±0,7)	3,4 (±2,1)	4,4 (±1,4)
	SON	432	0,3 (±0,5)	2,2 (±1,0)	1,4 (±0,8)	4,3 (±2,6)	3,2 (±1,4)

A **33. ábrán**/A jól láthatók a napi maximális hősziget-intenzitás értékei, amelyek viszonylag hasonlítanak a teljes időszak értékeihez, melyek 1-7 °C között alakulnak. Ellenben szembetűnik, hogy a téli évszakban negatív irányban ferde az eloszlás (**33. ábra/C**), továbbá hasonlóan jellemezhető a csapadékos körülmények alatt kifejlődött hőtöbblet gyakoriság eloszlása is (**34. ábra**). Az összevetett gyakoriság eloszlásokban feltárt szezonális eltéréseket a **17. táblázat** mutatja.

A beregszászi vizsgálatokhoz hasonlóan – elemeztem az évente átlagolt napi maximális hősziget-intenzitás kedvező, csapadékos és nem-csapadékos időjárási helyzetekben kifejlődött hőtöbblet gyakoriság eloszlását (**34. ábra**).

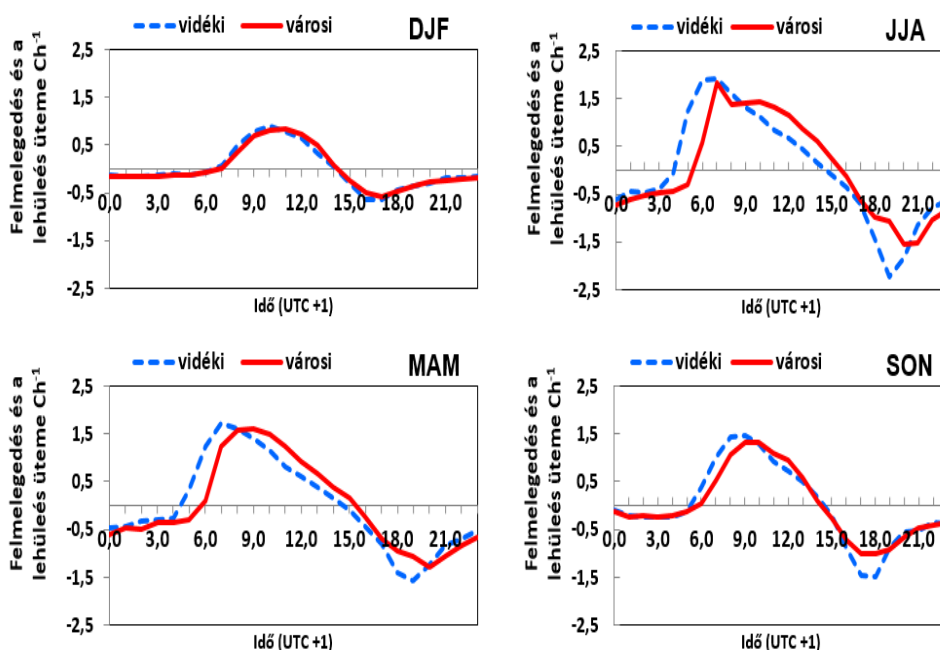


34. ábra. Elterő időjárási helyzetek alatt kialakult napi maximális hősziget-intenzitások gyakoriság eloszlása: csapadékos, nem csapadékos és AMC időjárási körülmények között.

Nagy különbségek voltak a 34. ábrán bemutatott gyakoriság eloszlások összevetésénél, hiszen a csapadékos körülményekre 2-3 °C közötti értékek jellemzőek az esetek 40%-ában, ellenben a nem-csapadékos kategóriában mindössze 20% körül alakulnak. Az utóbbinál 3-5 °C közötti értékek gyakoribbak, tehát pozitív irányba tolódnak el az átlagos maximális hősziget-intenzitás értékei a nem-csapadékos meteorológiai körülmények között. A meghatározott kedvező feltételek esetében – ahol figyelembe vettem a csapadékot, a szélsébséget és a felhőzettség alakulását – általában, 4-5 °C közötti értékek a maximálisak, illetve gyakran előfordulnak 6-7 °C közötti értékek is. Ez azzal magyarázható, hogy az időjárási kontrolláló tényezők hatása markánsan nem érvényesül, vagyis csapadékmentes ($Pre < 2$ mm), többnyire derült, tiszta, szélcsendes meteorológiai feltételek mellett a mezo-skálájú és lokális klíma hatása nagy valószínűséggel erősebb.

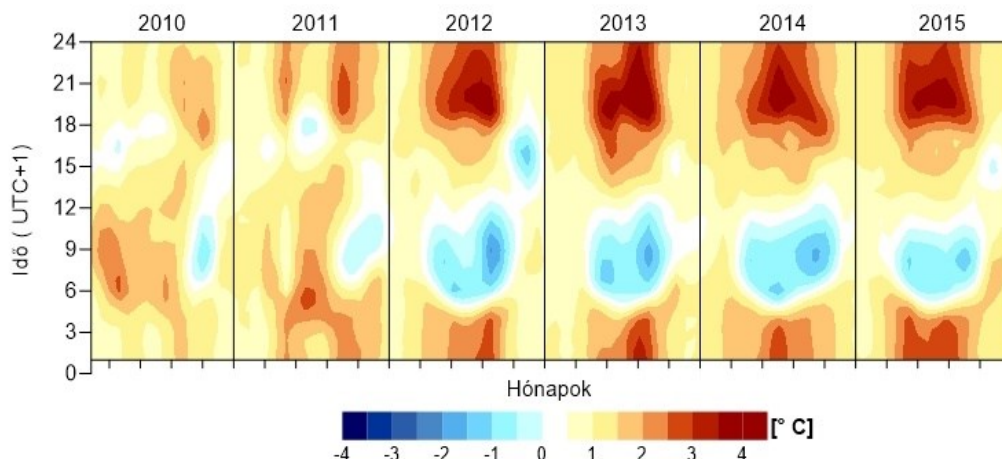
A városi és a vidéki hőmérséklet napi dinamikája közötti különbségek az átlagos felmelegedési és lehülési ütemmel jellemezhetők. A maximális felmelegedési ráta napkelte után két-három óra elteltével következik be, mielőtt környezetében kifejlődne a mély konvektív feláramlási rendszer. A felmelegedés üteme folyamatosan mérséklődik, miután eléri a legmagasabb hőmérsékletet, majd a délutáni órákban jelentősen csökken, negatívvá válik 15 (UTC+1) óra időpontban.

A vidéki napi hőmérséklet dinamikája hasonlít a városihoz, a délelőtti órákban a felmelegedés üteme azonban gyorsabb a külső állomáson, mint a városban az összetett felszíngeometria hatására, így másfél órával később kezdődik el a felmelegedés. A vidéki és városi mérési helyszínen a napi hőmérsékleti menet hasonló, de a vidéki területeken az amplitúdó mértéke általában nagyobb, mint a városi környezetben, kivéve a téli évszakot. A maximális felmelegedési arány $1,9\text{ }^{\circ}\text{C h}^{-1}$ körül alakult a vidéki területen a nyári évszakban, továbbá a maximális lehülési ráta $-2,2\text{ }^{\circ}\text{C h}^{-1}$ a melegebb évszakban figyelhető meg a külső állomáson (35. ábra).



35. ábra. A szezonális városi és a vidéki hőmérséklet felmelegedési és lehülési ütem 2012-2015 közötti időszakra vonatkozólag, Debrecenben.

A városi környezetben az évszakos maximális felmelegedési arány $0,8 - 1,8\text{ }^{\circ}\text{C h}^{-1}$ között, míg a maximális lehülési ráta $0,6 - 1,6\text{ }^{\circ}\text{C h}^{-1}$ között alakult. Megjegyezhető, hogy a felmelegedési és lehülési ráta szezonális eltéréseket mutat, hiszen a maximális értékek nyáron, míg a legalacsonyabbak télen figyelhetők meg.



36. ábra. Debreceni átlagos hősziget-intenzitás értékei (°C) napszak és évszak függvényében a 2010-2015 közötti időszakban.

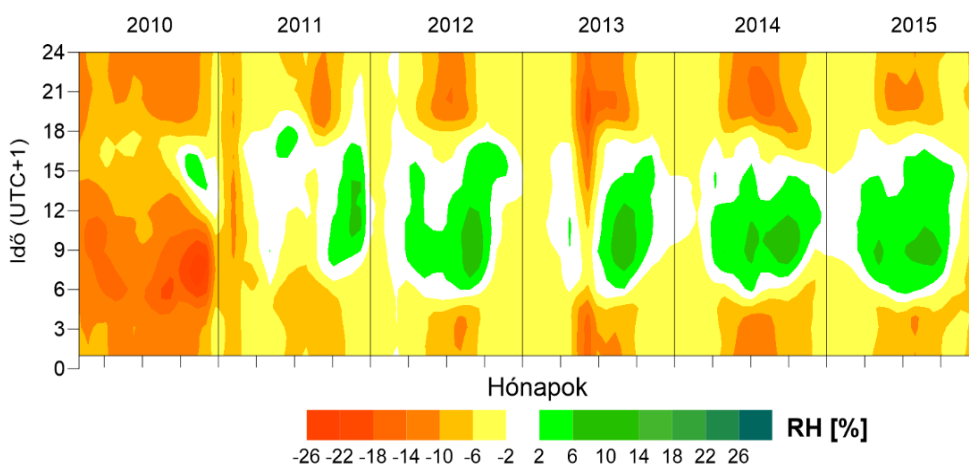
Csapadékban bőséges időjárási helyzet uralkodott 2010-ben, mely jelentősen megváltoztatta a vidéki talajfelszín nedvességtartalmát, így a felszínközeli légrétegekbe való bepárolgást is. A vidéki területen (AMO) csernozjom talaj található, mely jól tárolja a lehullott csapadékot, azaz a talajnedvesség-tartalom viszonylag egyenletes a különböző évszakokban. Ellenben a városi környezetben az intenzíven lehulló csapadék a felszín alá kerül a kiépített csatornahálózat által. Kivéve azokat a területeket, ahol a talajfelszín kiterjedése jelentősebb (parkok, zöldfelületek, ligetek), így potenciálisan több víz párolog azok felszínéről. A vidéki területen a szokásosnál nagyobb talajnedvesség miatt a látens hőáram kerül előtérbe a szenzibilis hőárammal szemben. Ennek egyik fontos következménye, hogy a városi hősziget a hajnali és a nappali órákban is megjelenik (**36. ábra**).

A nappali negatív hősziget szeptember és október hónapokban is megfigyelhető, mely a kevesebb csapadékmennyiséggel magyarázható. Megjegyzendő, hogy a csapadékmennyisége és intenzitása jelentősen meghatározza a hősziget napi dinamikáját, hiszen az általánostól eltérő kép „aszályosnak mondható”, ez utóbbi a 2011-es évben figyelhető meg (**36. ábra**). Ez főként a tavasz végén, nyár elején érhető tetten (május: 55 mm, június: 49 mm, július: 266 mm, augusztus: 42 mm), mivel a csapadék mennyisége jelentős, ugyanakkor a hősziget hajnali és napközbeni járása a jellegzetestől eltér. A lehullott csapadékmennyiség jelentősen meghatározza a látens hő nagyságát a szenzibilis hőáram rovására a vidéki területen, így a városi területeken belül erősebb hőtöbblet fejlődik ki a külterülethez képest.

3.2.2. A városi és vidéki levegőnedvesség szezonális változása

Kevésbé tanulmányozott téma a város és a vidék között kialakuló relatív nedvesség (RH) különbsége. Ennek fő oka, hogy a mérési program megvalósításához nagy pontosságú szenzorokat szükséges használni, hiszen jóval összetettebb méréstechnikát igényel, mint a hőmérsékletmérés. A különbségek karakterizálásához a relatív nedvesség helyett, a légköri vízgőztartalmat mérő valamely abszolút mennyiség alkalmazható, mivel az utóbbi abszolút értékben jellemezi a nedvességet.

Ez az abszolút mennyiség nyilvánvalóan előnyös, de elsősorban pl. az energiamérleg-komponensek vagy a turbulens karakterisztikák meghatározása során hasznos. Az RH hiányossága, hogy télen alacsony hőmérsékletek mellett a nagy RH kis nedvességet jelent, ezért nagyobb RH különbségek is csak kisebb abszolút nedvességtartalombeli különbségeket jelölnek. Ez a hősziget energiaháztartása szempontjából fontos. Mivel azonban a napi meneteket kialakító határreteg-folyamatok a nedvesség minden mérőszámában megjelennek, a csapadékos év utáni anomáliák nedvességgel való összefüggése az RH különbségének anomális viselkedésén is megmutatkozik.

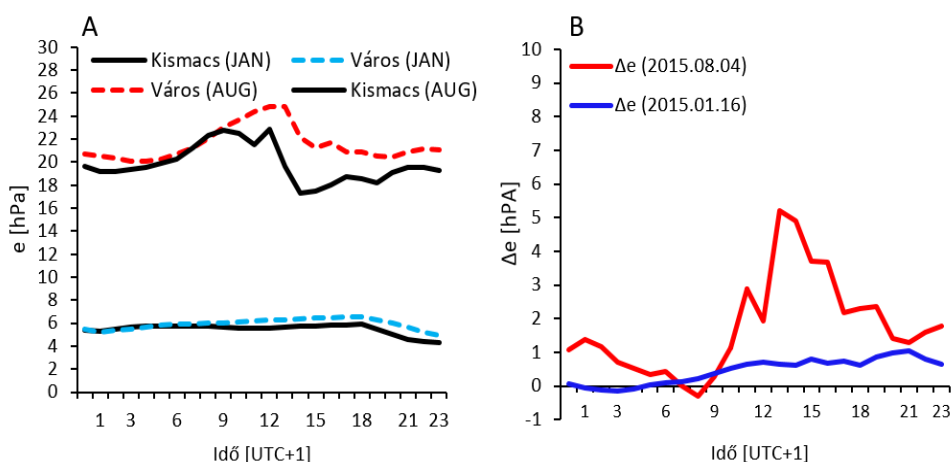


37. ábra. A debreceni városi és külső állomáson mért relatív nedvesség különbségének menete a 2010-2015 közötti időszakban, a függőleges tengelyen az idő 0-tól 24-óráig.

A relatív nedvesség napi menetében nagy különbségek alakulhatnak ki a nap folyamán. Az éjszakai órákban a nedvességhiány a város belterületén elérheti a 38%-ot a külső állomáshoz képest, azonban a legtipikusabb értékek – 10 és – 22% között adódnak. A nappali órákban a városban a relatív légnedvesség értéke, 10-15%-kal magasabb a vidékihez képest, azonban a téli hónapokban ez a különbség nem számottevő, mindössze – 6%. A nyári és az átmeneti évszakokban alakulnak ki a legnagyobb eltérések (**37. ábra**). Szembetűnik ebben az esetben is az

évszakfüggőség. Ezen kívül a relatív nedvességekülönbségek jellegzetes képe eltér 2010-ben az átlagos évektől, ezt az extrém csapadékmennyiség befolyásolta. A relatív nedvességekülönbségen kívül meghatároztam a vízgőznyomás-eltérést a város és vidék relációjában (38. ábra).

A város és vidék közötti vízgőznyomás eltérés (Δe) ritkán éri el az 1 hPa-t a téli évszakban, míg a nyári periódusban meghaladhatja az 5 hPa-t, különösen hőhullámos időszakban. Majd a későbbi órákban csökkenni kezd az értéke, mely a délutáni órákra jellemző konvektív folyamathoz köthető, hiszen a nedvesség a felszín közelében jelentősen csökken a feláramlásnak köszönhetően. Ez a jelenség a városi és vidéki állomáson jelentkezik, az utóbbinál erőteljesebben.

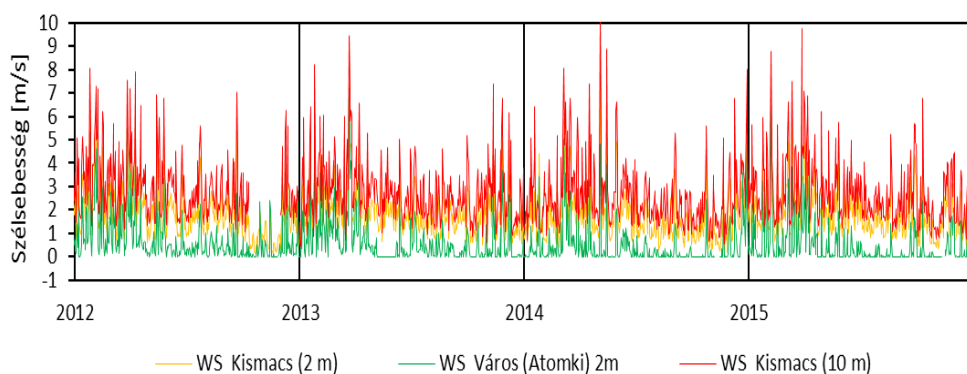


38. ábra. A vízgőznyomás értékeinek alakulása város és vidék összevetésében, januári és augusztusi napon.

Az általános kép azt mutatja, hogy a város-vidék között kialakult kontrasztok jelentősek és csekélyek egyaránt lehetnek: i) kis differencia alakul ki a relatív páratartalom esetében a nappali órákban, míg éjszaka szignifikánsan alacsonyabb a városban; ii) nappali órákban a vízgőznyomástöbblet jelentkezik a város területén, így Δe értéke pozitívan alakul; iii) a vízgőznyomás hasonlóan a relatív páratartalomhoz a nyári félévben a délutáni órákban (13:00 UTC+1) éri el maximumát; iv) naplemente után gyorsan csökken a Δe értéke, így a város belterületén hiány is kialakulhat a vidékhez képest; v) a vidéki területen gyorsan emelkedik a vízgőznyomás a hajnali órákban ezt erőteljes párolgás vagy gyenge konvekció okozza.

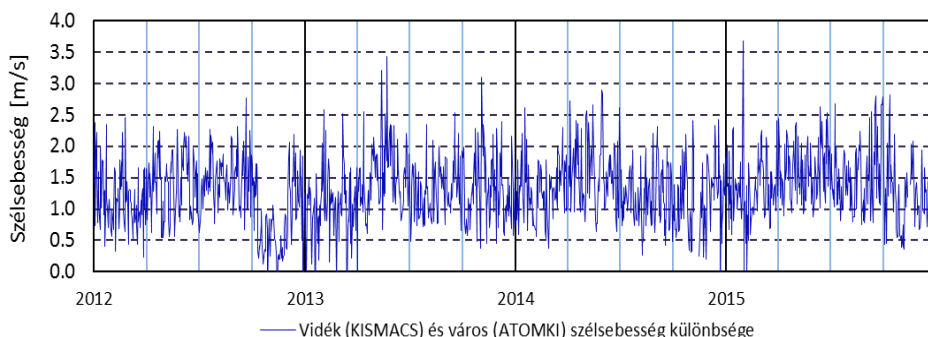
3.2.3 A szélsébség módosulása Debrecen városában

A szélsébség a városi tetőszint rétegben (canopy layer) gyengébb, mint a nyílt területek fölött (OKE 1987). A városi felszín összetett geometriája (utcakanyonok, magas épületek) akadályozza a szabad áramlást és módosítja a szélmezőt. Így a városban a szél iránya és sebessége nagyon változékony, valamint a városi tetőszint rétegben a levegő ventillációs folyosókon haladhat tovább (GÁL 2009). Azonban gyengébb szél általában nem kedvező a városok levegőminősége szempontjából, hiszen a friss levegőt hozó áramlás nem tudja javítani a levegő minőségét a lombkoronaszintben és a hősziget maximális kifejlődését sem korlátozza. A szélmező módosulása hasonló nagyságrendben követi a természetes felszín felett bekövetkező változékonyságot (**39. ábra**), így megbecsülhető a külső állomás adatai segítségével az úgynevezett kritikus szélsébség (ezt Beregszász esetében is elvégeztem).



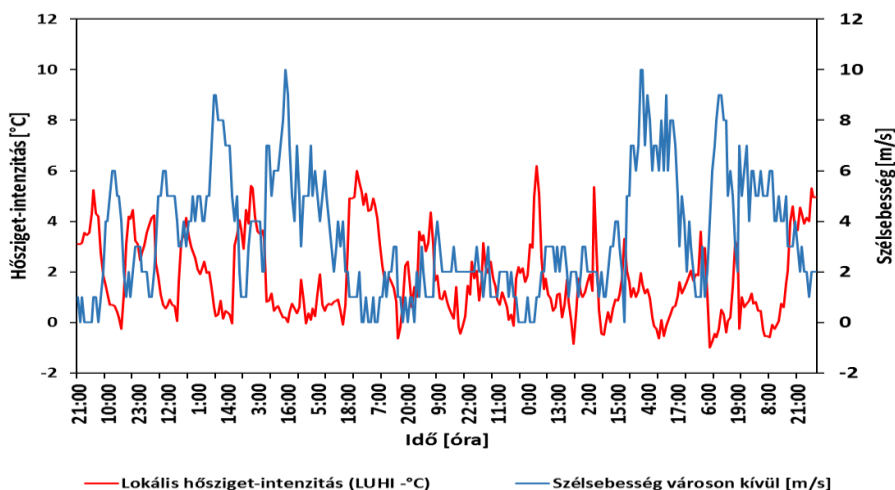
39. ábra. A városi és a vidéki napi szélsébség átlagai Debrecenben a 2012-2015 közötti időszakban.

A városban mért szélsébség értéke reprezentálja a kompakt beépítésű környezetet, amely korlátozza az átáramlást, így az átlagos szélsébség alacsonyabb, mint a vidéki állomáson: az éjszakai órákban 35%-kal, míg nappal 41%-kal kevesebb. A napi átlagok vonatkozásában elérheti a 3 m s^{-1} -es különbséget, összességében az $1\text{-}2 \text{ m s}^{-1}$ közötti sávban mozog a differencia a vizsgált időszakban. Szezonális különbségek is megfigyelhetők a város és a külső szélsébség értékei között, hiszen a téli és tavaszi hónapokban átlagosan 30-39% különbség adódik, míg a nyári és az őszi hónapokban során 17-15%-ot tesz ki a természetes felszín felett mért értékek vonatkozásában (**40. ábra**).



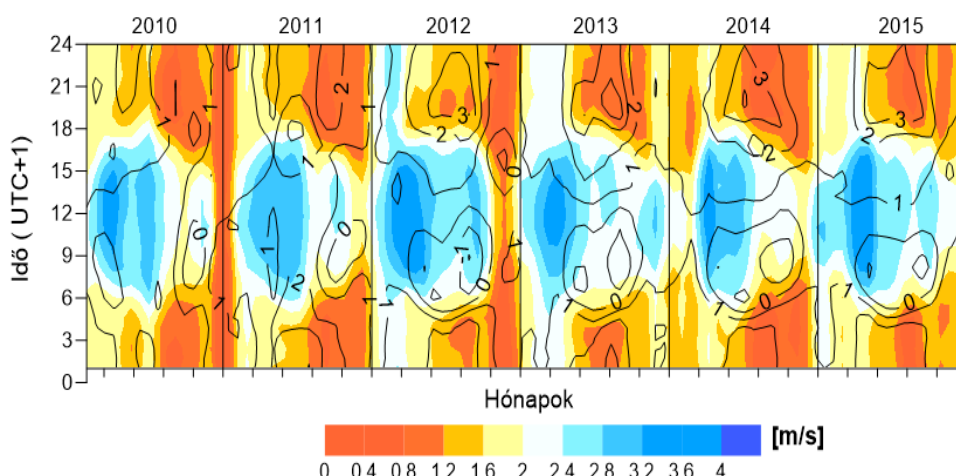
40. ábra. A vidék és város közötti szélsebesség különbség, Δv [m s^{-1}] a vizsgált időszakban.

Az eredményekből kitűnik, hogy amikor kisebb a vidéki szélsebesség, mint az urbanus területen, akkor szélgyorsulás alakulhat ki. Erős szélsebességek esetében folyamatosan észlelhető a turbulencia mindkét állomáson, az éjszakai órákban az erősségek közel azonosak. Az éjszakai órákban a városi és a vidéki szélsebesség mérséklődik $1\text{--}2 \text{ m s}^{-1}$ -ra, ugyanakkor a hősziget intenzitása erősödik.



41. ábra. A szélsebesség és városi hősziget-intenzitás napi menete a hősziget számára kedvező időjárási helyzetben.

A hősziget számára kedvező időszakban jól látható a szélsebesség erősségének a hatása a hősziget-intenzitás napi dinamikájára. A szélcsendes éjszakán megerősödik az UHI eléri 6°C -ot, míg a szélsebesség jelentősen csökken, azaz a napközbeni 10 m s^{-1} -ről az éjszakai $0,4 \text{ m s}^{-1}$ -ra (41. ábra).



42. ábra. Átlagos vidéki szélsébség (10 m magasan mért) és az átlagos hősziget-intenzitás (fekete színű izovonalak) napszak és évszak függvényében.

Összességében a vidéki szélsébség jelentősen meghatározza a városban kialakulandó hőtöbbséget, kontrollálja a napi menetet. A lokális hősziget-intenzitás megerősödik a szélcsendesebb napszakban, míg erősebb áramlás esetében meggyengül (**41. ábra**). A szezonális változékonyság megfigyelhető a város és vidék között, a tavaszi hónapokban erőteljesebb a napi átlagos szélsébség értéke, míg a nyári hónapokban gyengébb (**42. ábra**). A szélcsendes éjszakák gyakoribbak a nyári és az őszi évszakban, míg télen és tavasszal ez nem jellemző, mivel az átlagos szélsébségek $1,2\text{-}2,4\text{ ms}^{-1}$ fordulnak elő.

3.2.4 A debreceni lokális hősziget statisztikai és dinamikus jellemzői

A debreceni városi hősziget-intenzitás statisztikus és dinamikus jellemzéséhez felhasználtam két párhuzamosan működő automata meteorológiai állomás egy órára átlagolt adatait a 2010-2015 közötti időszakra vonatkozóan. A statisztikai elemzés segítségével szezonális eltéréseket mutattam ki a városi hősziget-intenzitás értékeiben, melyek a nyári évszakban erős, míg télen gyenge kifejlődésben nyilvánultak meg. A csapadékos és nem-csapadékos időjárási helyzetek alatt mért városi hősziget-intenzitás gyakorisági eloszlása negatív ferde képet mutat, míg az AMC körülmények esetében a hősziget-intenzitás lapított normál eloszlású. A megfigyelt napi UHI maximum értékek 21 (UTC+1) órakor jelentkeztek a nyári évszakban, míg télen 19 (UTC+1) óra után alakulnak ki. A téli félévben jelentős szerepet tölt be az antropogén hőtöbbség-kibocsátás, hiszen a nappali órákban is melegebb van a városban, mint a külterületeken. A csapadékos napokon kifejlődő

hősziget maximuma időben később jelentkezik, mint a tiszta, csapadékmentes napok esetében.

A hősziget-intenzitás időbeli változásának jellemzője, hogy a felmelegedés/lehűlési ráták maximális különbségei napkeltekor vagy napnyugtakor jelentkeznek. Ez azt jelenti, hogy a városi hősziget-intenzitás erőteljesen emelkedik a kora éjszakai órákban, míg csökken a nappali órákban majdnem minden évszakban, kivéve a téli időszakot. Az UHI napi menetének amplitúdója a téli évszakban jelentősen kisebb, mint a többi szezomban. A felmelegedési/lehűlési arány amplitúdója a vidéken nagyobb, mint a város belterületén, továbbá a napi hőingás jelentősen csökken csapadékos időjárási napokon, míg tiszta, szélcsendes időjárási körülmények között nő (**35. ábra**).

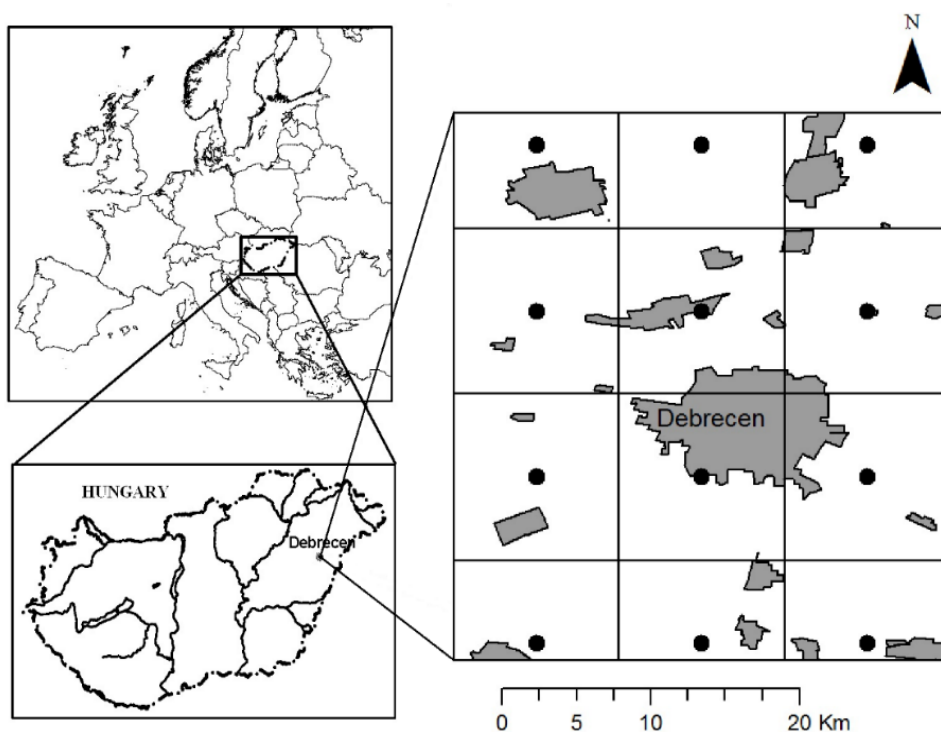
A nappali negatív hősziget-intenzitás a maximális értékét az augusztusi hónapban éri el, továbbá a melegebb félévben fordul elő a leggyakrabban (79%), míg télen a ritkábban (21%) fejlődik ki. A vizsgált időszakban a kedvező körülmények között kifejlődő (AMC) hősziget-intenzitások relatív gyakorisága meghaladja a 40%-ot. A leggyakrabban előforduló UHI intenzitásérték tartomány 4-6 °C között meghaladja a 45%-ot.

3.4. A HŐSZIGET-INTENZITÁS EMPIRIKUS KRITÉRIUMRENDSZERÉNEK ALKALMAZÁSA DEBRECENRE

A hősziget intenzitásának jellemzésére a városi beépített és a külterület közötti hőmérséklet különbség nagyságát használjuk. A városi hősziget vizsgálatok térben és időben nem egységesek, olykor nem is lehet összehasonlítani az eredményeket, mert különböző módszerekkel és eljárásokkal végezték el a kutatásokat. A kutatások többsége rövid időszakra vonatkozik, amelynek a célja a jelenség kimutatása, esetleg összefüggések keresése más paraméterekkel (időjárási tényezők, statikus tényezők stb.).

A Kárpát-medencét tekintve, városi hőszigetre vonatkozó hosszú távú adatsorok általában nem állnak rendelkezésre. Ezért az urbanizáció folyamatának hatását – a városi hősziget-intenzitásának növekedését – empirikus vizsgálatokkal nehéz igazolni. Kivételként mondható, hogy London esetében készítettek összevetéseket a városi hősziget és az urbanizáció folyamata között (WILBY 2003; WILBY 2008). A városklíma vizsgálatok többsége a jelenség megfigyelésére, leírására valamint statisztikus és/vagy numerikus modellezésére fókuszál (ATKINSON 2003; ZHOU ET AL. 2013; BOTTYÁN & UNGER 2003; UNGER ET AL. 2010; ZHOU ET AL. 2011; TAN ET AL. 2010; GIANNAROS ET AL. 2013; BOTTYÁN ET AL. 2005).

Ahogy már a 2. fejezetben ismertettem, a hősziget erősen anticiklonális derült, szél- és csapadéktelen körülmények közt fejlődik ki intenzíven, míg a ciklonális időjárási helyzetben gyengén vagy egyáltalán nem alakul ki (OKE 1982; OKE ET AL. 1981; UNGER 2010). A vizsgálat célja, hogy éghajlati adatsorok elemzése alapján megállapítsam, hogyan változott a hősziget kialakulása szempontjából kedvező és kedvezőtlen időjárási helyzetek gyakorisága az év egészében és egyes időszakában. A kedvező körülmények feltételezett trendszerű növekedése meghatározza a hősziget hatás erősödését az urbanizált területeken, amely közvetlenül befolyásolja a fűtési és légkondicionálási energiaszükségletet egyaránt.



43. ábra. Debrecen földrajzi elhelyezkedése és a CarpatClim rácshálózata.

A vizsgálathoz felhasználtam a nemzetközi szinten elismert módszerrel MASH (Multiple Analysis of Series for Homogenization) és MISH (Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Database) homogenizált és interpolált CarpatClim adatbázist (SZENTIMREY ET AL. 2010; LAKATOS ET AL. 2011; KOVÁCS ET AL. 2013), amely a Kárpát-medence éghajlati adatsorait tartalmazza napi felbontásban (SPINONI ET AL. 2015).

Az ötven éves periódust felölelő adatsorból a Debrecenhez legközelebb eső rácsközéppont (2571) adatait használtam (**43. ábra**), amely bőséges információt nyújt – a városi hősziget vonatkozásában – a legfontosabb időjárási paraméterekről: csapadék, szélsébség, felhőzet, hőmérséklet, légnyomás.

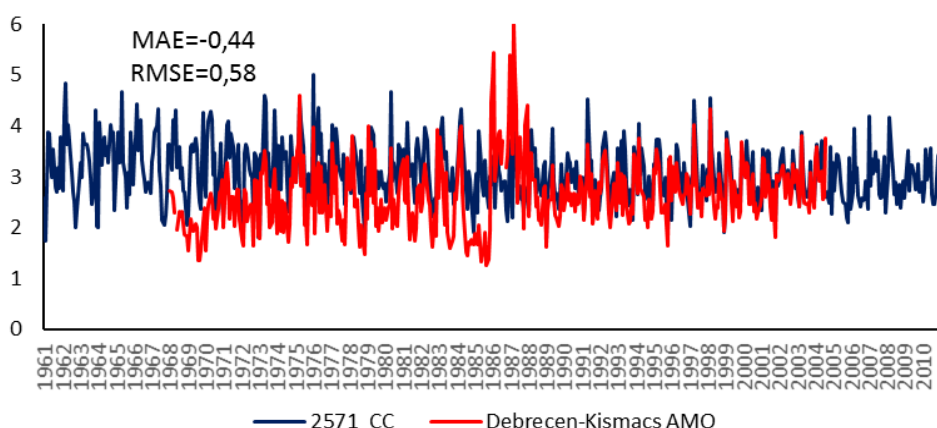
A városi hősziget kialakulási feltételeinek definiálásánál figyelembe vettem három fontos tényezőt (csapadék, szélsébség, felhőzet), ami a legmarkánsabban meghatározza a jelenség kialakulását (KIM & BAIK 2005; MORRIS ET AL. 2001). Ezekhez a tényezőkhöz küszöbértékeket rendeltem és a továbbiakban meghatároztam a kedvező, közömbös, kedvezőtlen kategóriákat. A küszöbértékek meghúzásánál – *3.3. alfejezetben bemutatott* – lokális skálán mért napi maximális UHI intenzitás és az időjárási tényezők közötti kapcsolatrendszer empirikus eredményeire támaszkodtam. Debrecen méretű város esetében a következő értékeknél húztam meg az értékhatárokat: csapadék maximum 2 mm, szélsébség maximum 3 m s⁻¹, felhőzet maximum 5 okta (LANDSBERG 1981; OKE 1987; SZEGEDI & KIRCSI 2003b; LÁSZLÓ ET AL. 2016).

A vizsgálatok során a következő kérdésekre keresem a választ:

- az UHI-nak kedvező feltételek gyakorisága növekszik vagy csökken?
- kimutatható-e trendszerű változás a kedvező feltételek gyakoriságában?
- meghatározhatók-e az idősorokat viszonylag homogén, egymástól szignifikáns szakaszokra tagoló töréspontok?

Debrecen környezetében a városon kívül két meteorológiai állomás helyezkedik el. A CarpatClim adatbázis adatait összevettem a Debrecen-Kismacs Agrometeorológiai Obszervatóriumának az adataival. Az adatminőség ellenőrzésből fontos bemutatni a szélsébség értékeinek az összevetését, mivel ez az egyik legkarakteresebb befolyásoló tényező.

A fent említett két adatsor összevetését 1968–2004 közötti időszakon végeztem el. Az eltérések átlagos négyzetösszege – 0,44 volt, ami azt jelenti, hogy CarpatClim-es adathalmaz átlagosan túlbecsüli a szélsébség értékeket, ami azzal magyarázható, hogy napi három mérés került bele a CarpatClim adatbázisba, azaz szélcsendes éjszakák hiányoznak. Az AMO mért adatsorban jelentős töréspontot találtam 1986/87-ben, az állomás történeti feljegyzése szerint ez a meghibásodott szélsébségmérőnek tudható be (**44. ábra**).



44. ábra. A napi átlagos szélesség mért és homogenizált időszora az 1961-2010 közötti időszakban (CC–CarpatClim idősor, AMO–Agrometeorológiai Observatórium időszora).

3.4.1. A hősziget kifejlődése számára kedvező feltételek változékonysága

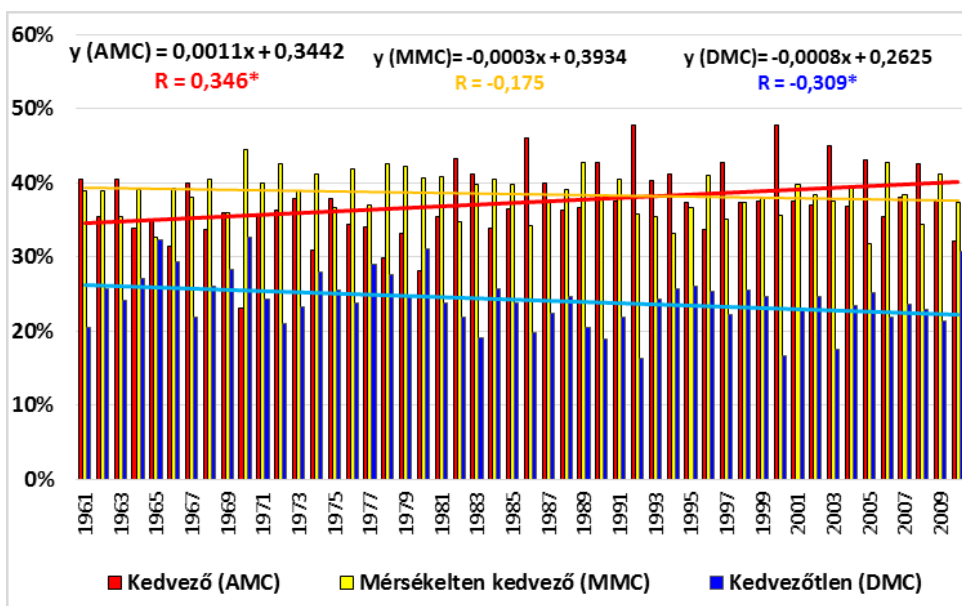
Debrecen környezetében a szinoptikus időjárási helyzet éves változékonysága meghatározza a városi hőtöbblet kifejlődését. A téli hónapokban a szibériai magasnyomású rendszer erős, míg tavasztól nyár elejéig a frontális aktivitás növekedése tapasztalható, az észak-atlanti térségből érkező alacsony nyomású légtömegek miatt, melynek időjárása csapadékkal és változékony széljárással jellemezhető. A nyár folyamán magasnyomású légköri képződmények alakítják a Földközi-tenger és a Kárpát-medence időjárását júliustól október közepéig, míg az év utolsó hónapjaiban többnyire ciklonok határozzák meg a régió környezetét. Ezek a fő okok, hogy nyár közepétől októberig kedvező nagytérsegi feltételek adódnak a városi hőtöbblet felépülésének, ellenben tavasszal, valamint késő ősszel és kora télen kevésbé járulnak hozzá a maximális kifejlődésekhez. Megjegyzésként ki kell emelni, hogy az említett éves változékonyság az egyik legfontosabb jellemzője a Kárpát-medencei térségnek (ezen belül Debrecennek is), viszont néhány év eltérhet az általános sémától, hiszen lehetnek csapadékosabb (2010 – 964 mm) és szárazabb évek (1961 – 344 mm, 1992 – 377 mm).

A városi hőszigetet meghatározó feltételek előfordulásának gyakorisága a vizsgált időszakra vonatkozóan a következőképpen alakult:

- kedvező feltételek (**1. kategória –AMC**) 37,35%-ban fordultak elő, amikor egy időjárási tényező sem akadályozta a hősziget kialakulását és feltehetően maximálisan ki is tudott fejlődni;

- kevésbé kedvező feltételek (**2. kategória -MMC**) 38,46%-ban fordultak elő, amikor valamely időjárási tényező negatívan befolyásolhatta az UHI kialakulását, azonban kialakulhatott közepes vagy gyenge erősségű városi hősziget;
- kedvezőtlen feltételek (**3. kategória –DMC**) 20,88%-ban jelentek meg, melynek során két időjárási tényező is akadályozta a kifejlődést. Ebben az esetben a városi hősziget csak gyengén fejlődhetett ki vagy egyáltalán nem alakult ki;
- abszolút kedvezőtlen feltételek (**4. kategória**), amikor mindössze 3,32%-ban biztosan nem alakulhatott ki a városi hősziget.

Megjegyzem, hogy a 4. kategóriát – igen csekély gyakorisága miatt – összevontam a 3. kategóriával, azaz **DMC**-el. A két csoport összevonását azzal indokolom, hogy közöttük jelentős különbség nem volt a városi hősziget kifejlődésének vonatkozásában.

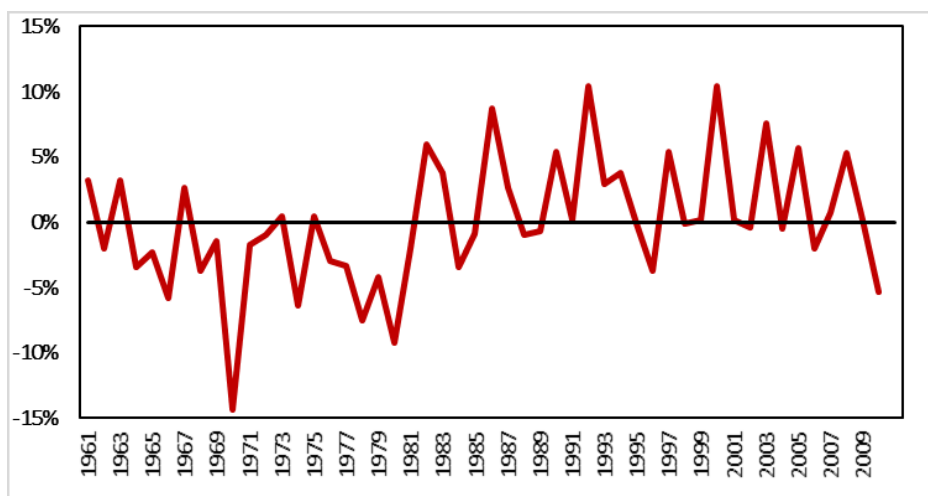


45. ábra. Az UHI kialakulását meghatározó feltételek gyakorisága 1961-2010 közötti időszakban Debrecen környezetében.

A lineáris trendelemzés a városi hőszigetre az **AMC** feltételek adatsorában szignifikáns emelkedő trendet mutat. A Pearson-féle korrelációs együttható értéke meghaladja a 95%-os szignifikancia szintnek megfelelő 0,27-es értéket (**45. ábra**). Módszertani megfontolásból meghatároztam a nem-paraméteres Spearman-féle korrelációs együtthatót, amelynek esetében is szignifikáns trend (0,36) adódott. Az

alkalmazott lineáris modell a vizsgált 1961-2010 időszakra vetítve kedvező feltételek esetében 4%-os emelkedést jelez. Az elemzés során a kevésbé kedvező kategóriában nem találtam statisztikailag kimutatható csökkenést, azonban a kedvezőtlen típusban a korrelációs együttható értéke egyértelművé teszi a szignifikáns csökkenő trendet. Így az alkalmazott lineáris egyenletben előre vetítve ez 2,2%-os csökkenést jelent (45. ábra).

A vizsgálat folyamán az ötvenéves periódus átlagából meghatároztam a kedvező feltételek (AMC) gyakoriságának (2.2.3. *alfejezet*) anomália értékeit (46. ábra).



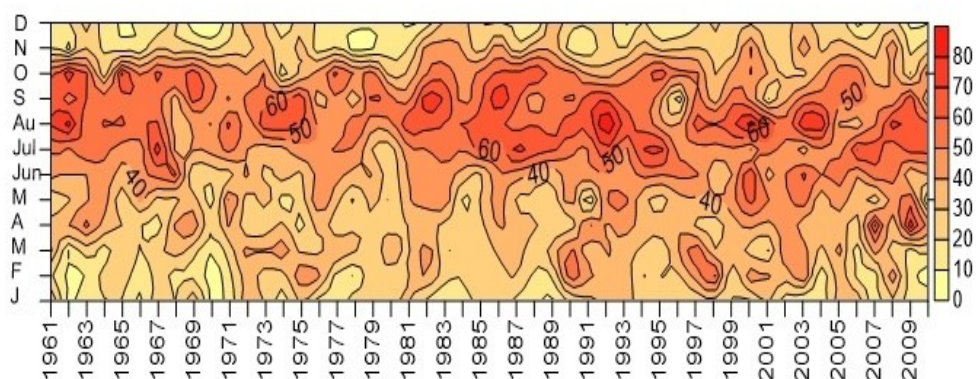
46. ábra. A kedvező feltételek (AMC) előfordulásának anomália értékei %-ban 1961-2010 közötti időszakban.

A 46. ábrán jól látható, hogy a kedvező feltételek gyakoriságának az átlagtól való eltérése 1964-től 1980-ig negatívak, míg 1981-től 2009-ig az átlagtól nagyobb gyakorisággal fordulnak elő pozitív eltérések. A negatív irányú eltérések leghangsúlyosabbak 1970-ben (– 15%) és 1979-ben (– 10%). Erős negatív anomália tapasztalható 2010-ben, azonban ez csak 5,3% jelent. Ez azzal magyarázható, hogy rekord mennyiségű csapadék hullott ebben az évben. A kedvező feltételek esetében a pozitív anomáliák főként 1981-től figyelhetők meg, 1992 és 2000-ben 10% feletti maximum értékekkel.

Elemeztem a kedvező feltételek gyakoriságának növekedését évszakos vonatkozásban is. Az évszakos értékek kiszámításánál a téli, tavaszi, nyári, őszi hónapokat vontam egybe. Az évszakok közül a nyár és a tavasz produkált szignifikáns trendszerű emelkedést a kedvező feltételek esetében. Az emelkedés mértéke nyáron erősebb, 5,6%-os, míg a tavasz vonatkozásában mérsékeltebb, 3,8%-os. A tél és az

ősz nem mutatott számottevő növekedést a kedvező feltételek gyakoriságában, amit az alacsony korrelációs együtthatók jeleznek (tél $r = 0,25$, nyár $r = -0,12$).

A kedvező feltételek (AMC) előfordulásának gyakoriságát elemeztem havi és éves bontásban egyaránt. A vizsgált periódusban a kedvező feltételek előfordulásának átlagos minimális értéke (19,3%) decemberben figyelhető meg, míg az átlagos maximális értéke (59,5%) augusztusban. Az abszolút maximális érték 1992 augusztusában volt, amikor a hősziget a hónap 93,5%-ban kedvező feltételek mellett alakulhatott ki. Az abszolút minimális értékek a vizsgált periódusban először 1970 decemberében, másodszor 1978 novemberében fordultak elő 0%-kal.



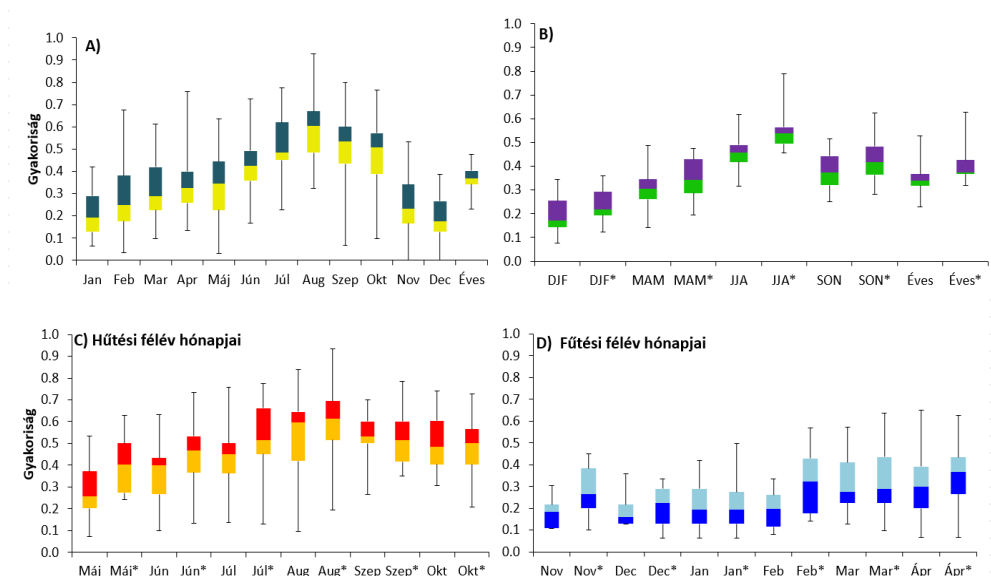
47. ábra. A kedvező feltételek gyakoriságának havi eloszlása 1961-2010 közötti periódusban.

A kedvező feltételek gyakoriságának havi járásában megfigyelhetők elenyésző és markáns különbségek egyaránt (47. ábra). A téli hónapban az AMC gyakoriságok 19-28 százalék között ingadoznak, az átlagtól való eltérések legalacsonyabb értéke (9%) januárban adódik. A tavaszi hónapokban az átlagos kedvező feltétel gyakoriságok között minimális különbség adódik, mindössze 4%. A legnagyobb eltérések AMC előfordulásában a nyári időszak hónapjaiban figyelhetők meg, a különbségek elérhetik a 17%-ot is. A hónapok közül kiemelendő az augusztus, hiszen a gyakorisági maximum értékek itt fordulnak elő, valamint a legnagyobb átlagos gyakoriságtól való eltérések is itt megfigyelhetők. Az őszi hónapok közül a szeptember produkál legmagasabb gyakorisági értékeket, valamint az ötvenéves periódusban itt adódik a legnagyobb szórás érték is (48. ábra).

Az 1981/82 évfordulón került felbontásra a vizsgált idősor (időpont megválasztásának a fő indoka, hogy 1981/82-ben szignifikáns töréspontot mutattam ki a 2.3.2. alfejezetben ismertetett módszerrel), így kaptam két rövidebb hosszúságú

adatsort havi, szezonális és éves bontásban, melyet feltüntettem box-plot diagramon (48. ábra). Éves adatsor tekintetében jelentősen megnövekedett a maximum és a medián értéke, ellenben a minimum értékek csökkentek. Szezonális viszonylatban, kivétel nélkül minden évszakban növekedtek a kedvező meteorológiai feltételek gyakoriságai (AMC) a csillaggal jelölt időszakban (* - 1982-2010 közötti időszak).

A legszembetűnőbb változás nyáron, míg a leggyengébb az őszi szezonban produkált (48. ábra/B). A hűtési félév hónapjai közül, a május és július emelkedik ki. A májusi hónapban 10%-kal emelkedik meg a medián értéke, továbbá júliusban gyakoribbá válnak a középérték fölött előforduló kedvező feltételek arányai. A fűtési félévben november és február hónapjában is megfigyeltem ugrásszerű megemelkedést, így elmondható, hogy az átmeneti hónapokban mennek végbe változások.



48. ábra. Az AMC havi és szezonális gyakorisági értékei box-plot diagramon az 1961-2010 közötti időszakról (A), valamint havi (C, D) szezonális és az éves (B) eltéréseket 1981/82 töréspont által elválasztott időszakokról (az 1961-1981 és az 1982-2010 közötti időszakokat * jelöli).

A következő lépésben azt vizsgáltam meg, vajon milyenek Debrecen esetében az AMC gyakoriságok havi értékeinek trendjei. A havi trendek nem minden esetben követik szorosan a szezonálisakat. A tél nem jelzett trendszerű növekedést a kedvező feltételek vonatkozásában, februárban azonban már az emelkedés valószínűsíthető 95%-os biztonsággal. Ezzel szemben a december és a január esetében a trendelemzés során statisztikailag nem mutatható ki az AMC gyakoriságok trendszerű növekedése.

Tavaszi vonatkozásában erős gyakoriságnövekedés tapasztalható, míg havi bontásban a március és május esetében stagnálás figyelhető meg. A jelentős emelkedés csak áprilisban állapítható meg. A nyári hónapok közül csak a június produkál szignifikáns emelkedést, meglepő módon a július és az augusztus esetében a gyakoriságok stagnáló tendenciát mutatnak. Az őszi hónapok közül a novemberi hónap válik kedvezőbbé a városi hősziget kialakulása tekintetében, a másik két hónap csak stagnáló értékeket mutat (**18. táblázat**).

Megjegyzem, hogy a Spearman korrelációs együtthatók értékei az évszakos és a havi adatsorok elemzésénél is megerősítették a Pearson-féle r -értékek alapján feltárt szignifikanciákat (**18. táblázat**).

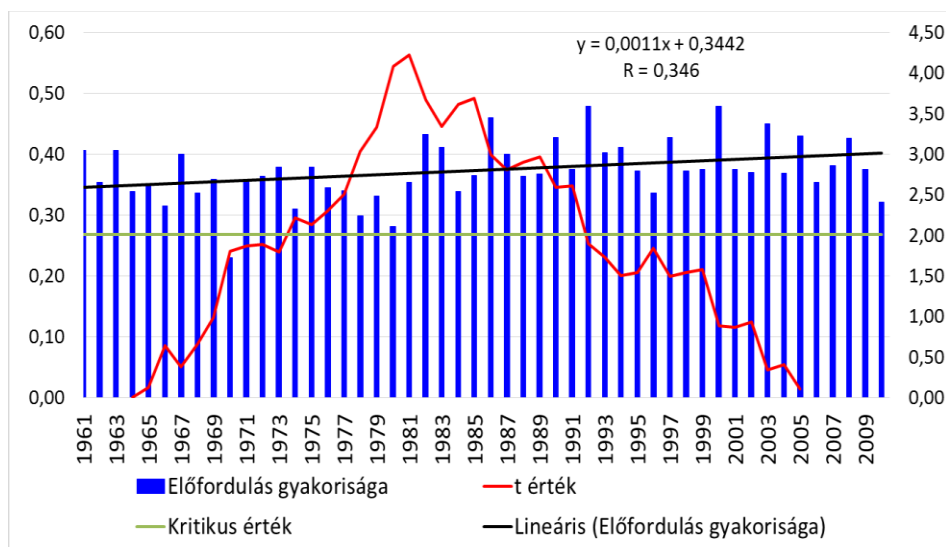
18. táblázat. A kedvező feltételek gyakoriságának trend és töréspont értékei az 1961-2010 közötti periódusban, éves, évszakos, hónapos bontásban: szignifikancia szint: * – p 0,5; ** – p 0,1; + emelkedő trend, O –trendmentes; – csökkenő trend.

Periódus	r	Trendanalízis	Töréspont teszt	Emelkedő/csökkenő trend
Éves	0,35**	+	1981/82	5%
Őszi	0,25	o		
Tavaszi	0,39**	+	1989/90	7%
Nyári	0,36**	+	1980/81	8%
Téli	– 0,12	o	1970, 1981/82	4%
Január	0,00	o		
Február	0,28*	+	1971/72	14%
Március	0,14	o	1971	9%
Április	0,33**	+	1990	11%
Május	0,23	o	1991	9%
Június	0,32**	+	1989	10%
Július	0,22	o	1982	10%
Augusztus	0,13	o	1991	5%
Szeptember	– 0,21	o	1994	– 11%
Október	– 0,25	o	1970/71, 1997	– 9%
November	0,33**	+	1981/82	11%
December	0,13	o		

A trendek elemzésén túl elvégeztem a töréspont-analízist is (2.3.3 alfejezet szerint). A Student-féle t -próba segítségével végrehajtott töréspont vizsgálat az évi AMC értékek adatsorában szignifikáns töréspontot mutattam ki 1981/82 fordulóján. A töréspont által elválasztott szakaszátlag eltérése több mint 5%-os emelkedést jelez (**49. ábra**). Kiterjesztve a töréspont elemzést az évszakos gyakorisági értékekre az

1970–1990-es időszakban szignifikáns töréspontokat találtam az ősz kivételével mindegyik idősorban. A kimutatott töréspontok után emelkedtek az évszakos gyakoriság-értékek, jelentősen nyáron (8%) és tavasszal (7%), a legkevésbé télen 4%-os értékkel, ami közelít az éves emelkedéshez.

A havi gyakorisági átlagok idősorai közül az alkalmazott t-próbás módszer a vizsgált város esetében feltárt töréspontokat. Kivételt képeztek a téli hónapok közül a január és a február. A töréspontok által elválasztott szakasz átlagok különbsége többségében pozitív ugrásszerű növekedést mutat, amelynek értékei 5-14% között váltakozik. Kiemelendő, hogy két hónap esetében (szeptember, október) negatív átlagkülönbségek voltak. A havi töréspontok a június és a július hónapok esetében szinkronban vannak az évvel. Hasonló egybeesések figyelhetők meg évszakos összehasonlításban is.



49. ábra. Az városi hősziget kialakulására kedvező feltételek gyakoriságának trend és töréspont vizsgálata.

3.3.3. A lineáris trendek és töréspontok realitásának összevetése, illeszkedésvizsgálat

A fent említett eredményekből kitűnik, hogy Debrecen térségében, a városi hősziget potenciálisan kedvező feltételeinek gyakorisági előfordulásában végbementek szignifikáns változások a vizsgált időszakban. Azonban ezek a változások a vizsgált módszerek vonatkozásában két módon értelmezhetők: ugrásszerűen vagy folyamatosan mentek végbe. Ennek eldöntésére az eltérések négyzetösszegeinek

összehasonlítását végeztem el a fentebb leírt módszereknek megfelelően (2.3.3 *alfejezet*).

A városi hősziget kialakulása szempontjából kedvező helyzetek éves gyakoriságának esetében elvégezve a 2.3.3. *fejezetben* leírt g értékek meghatározását, azt egynél nagyobbak találtam ($g = 1,21$), ami a folyamat diszkrét jellegét támasztja alá.

Az évszakos átlagok elemzését elvégezve, hasonló eredmények adódtak, bár az éveshez képest valamivel alacsonyabb g -értékekkel. Az évszakok közül az őszi volt eltérő, hiszen nem tártam fel egyik módszerrel sem AMC gyakorisági növekedést.

A tél esetében csak a töréspont vizsgálat mutatott szignifikáns növekedést a gyakoriságok vonatkozásában, ami egyúttal azt jelenti, hogy szakaszos emelkedés zajlott le. A nyár esetében adódott a legmagasabb g -érték (1,18), ami ugyancsak a szakaszos emelkedést emeli ki, ugyanakkor ez figyelhető meg a tavaszi évszak esetében is.

A havi AMC gyakoriságok vizsgálata ugyancsak inkább a változások szakaszos jellegét valószínűsítette minden esetben – ahol feltártam trendeket és töréspontokat ott ezek az értékek 1,01–1,2 között váltakoznak (LÁSZLÓ ET AL. 2016).

A városi hősziget kialakulására kedvező feltételek gyakoriságának feltárt lépcsőzetes jellege annak lehet a következménye, hogy a szakaszosan jelentkező éghajlat-alakító tényezők hatása megjelenik, tükröződik az eredményekben. Ennek a mélyebb megértéséhez, felhasználtunk éghajlati adatsorokat, valamint az Észak-Atlanti térség éghajlati paramétereit reprezentáló idősort. Hiszen felmerül a kérdés, hogy az UHI kedvező feltételeinek a periodikus volta, milyen nagytérségi változékonysággal van kapcsolatban. A felmerült kérdésre a választ a következő 3.5. *alfejezetben* ismertetem.

3.5. ÉGHAJLATI VÁLTOZÉKONYSÁG ÉS AZ AMC KÖZÖTTI KAPCSOLAT

Az urbanus környezet ki van téve a természetes éghajlati variabilitásnak, valamint a légköri folyamatok periodikusan jelentkező oszcillációinak. Ezek az ingadozások egy hosszabb időszakon belül szezonálisan jelentkeznek, melynek a hatása a hőmérsékletre és a csapadékra viszonylag jól becsülhető a bolygó különböző régióiban. Egy adott térségben végbemenő éghajlati variabilitás kihat a távolabbi lévő területek hőmérsékletére és csapadékmennyiségére, ezt a jelenséget távkapcsolatnak nevezzük. A folyamat során a klimatikusan változékonny forrásrégiótól a légkör szállítja az energiát távolabbi területek felé. Így a természetes éghajlati változékonyság szignifikánsan befolyásolja az extrém hőmérsékleti és

csapadékos események előfordulását adott helyen és adott időben (HURRELL & DESER 2009).

A légköri cirkuláció változékonyságát az egyik legfontosabb tényezőnek tartják, amelynek éves, évtizedes periódusai meghatározzák a hősziget számára fontos meteorológiai (csapadék, szélsébség, felhőzet) kontrolláló tényezőket (WILBY ET AL. 1997). A fentebb ismertetett (3.4.1 alfejezet) módszerrel számszerűsített kedvező helyzetek (AMC) és a nagytérségi éghajlati változékonyság kapcsolata feltételezhető. Ezért éghajlati variabilitást jellemző, légköri cirkulációs rendszert reprezentáló indexeket használtam fel a vizsgálathoz. Ezek a következők: kelet-atlanti (East Atlantic – EA), észak-atlanti (North Atlantic Oscillation – NAO), skandináviai (Scandinavia – SCA), kelet-atlanti – nyugat-oroszországi (EA/WR – East Atlantic – Western Russia)¹.

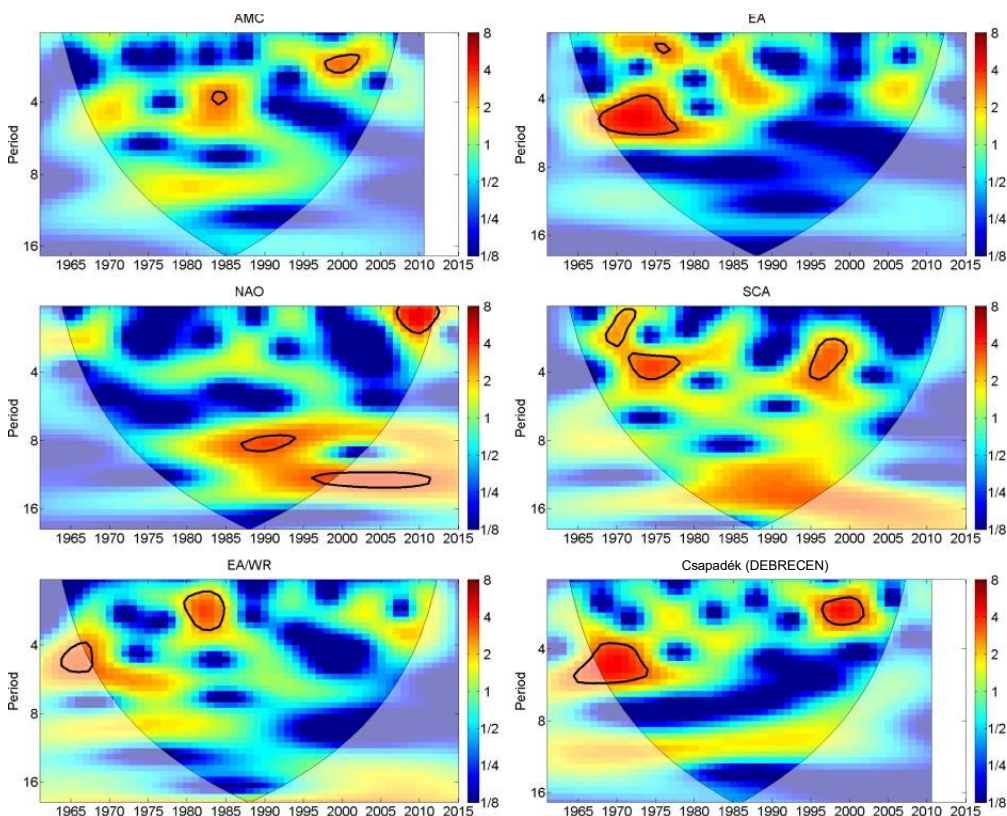
3.5.1. A távkapcsolati háttér elemzése

Az észak-atlanti oszcilláció az egyik legerőteljesebben jelentkező éghajlati jelenség, mely az északi félgömb időjárását jelentősen meghatározza az atlanti térségben, az év nagyobb részében. A meghatározás szerint a NAO index az izlandi ciklon és az azori anticiklon közötti nyomáskülönbség ingadozását adja meg, valamint a térség északi szélességekre vonatkoztatott nyugati széljárás-változásának a mértékét reprezentálja (HURRELL 1989). Erősen pozitív fázisban a ciklon és az anticiklon markánsan kifejlődik, így az esetek többségében erős nyugatias széljárást okozva, mely enyhe, nedves légtömeget szállít Európába, továbbá szélsőséges esetekben heves vihar kialakulásához vezethet. Erős izlandi ciklontevékenység okozza Észak- és Közép-Európában a csapadékos időjárást, míg annak hiányában kontinentális légtömegek áramlanak Kelet-Európa felől a mediterrán térség irányába, mely a szokásosnál szárazabb légtömeget hoz magával.

A NAO index idősorában folytonos wavelet transzformáció alkalmazásával (CWT) azonosítottam ≈ 1 és ≈ 2 éves változékonyságot 2010-ben, illetve ≈ 8 éves periodicitást 1990-ben. Ezeken kívül, detektáltam ≈ 10 és 12 éves periódust, habár a kisebb spektrális sűrűsége az előzőhöz képest, valamint a kúphatás határán figyelhető meg (50. ábra/NAO).

¹ <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>

A **kelet-atlanti oszcilláció** a NAO-hoz hasonló definíciójú, azonban a nyomási központjai délkelet felé el vannak tolva, így a Brit-szigetektől nyugatra, valamint Ibéria és Észak-Afrika partjai közelében helyezkednek el. Így a mérsékelt övi zonális áramlás változásainak a szubtrópusi kapcsolatát reprezentálja. Pozitív fázisában egész Európában az átlagosnál melegebb időjárás jellemző, északon és Skandináviában pedig egyben csapadékos is az idő, míg Dél-Európában az átlagosnál szárazabb. Ennek az indexnek a több évtizedes oszcillációja a legnagyobb amplitúdójú az adatsorokban, az átlagos időjárást a NAO-val együtt határozza meg (NESTEROV 2009).



50. ábra. A debreceni hőmérséklet, csapadék, AMC és a távkapcsolati indexek (NAO, EA, SCA, EA/WR) és a folytonos wavelet transzformáció eredményei. Az árnyalatok a dimenzió nélküli CWT spektrális sűrűségét jelölik. A fekete kontúrvonal az 95%-os szignifikancia szintet. Az x tengely az időt jelöli, az y tengely a periódust.

A távkapcsolati háttér folytonos wavelet transzformáció (CWT) elemzésének második fontos eredménye a kelet-atlanti oszcillációs index (50. ábra/EA) vonatkozásában figyelhető meg. Ezen kívül feltártam ≈ 1 és ≈ 4 éves periódust a

1980–1990 közötti időszakban, valamint szignifikáns ≈ 6 éves változékonyságot, mely a vizsgált időszak első szakaszában jelentkezik az 1965–1979 közötti időszakban. Az EA index pozitív fázisának időszakaiban gyakoribb Észak-Európában az átlagosnál melegebb és csapadékosabb, Dél-Európában pedig a szárazabb időjárás, míg a negatív fázisú időszakokban Közép-Európa és a Kárpát-medence időjárása csapadékosabb az ott megszokottnál. Utóbbira példa az 1970–1979-es időszak (1971: 841 mm, 1974: 663 mm), mely 8 éves periodicitást jelez.

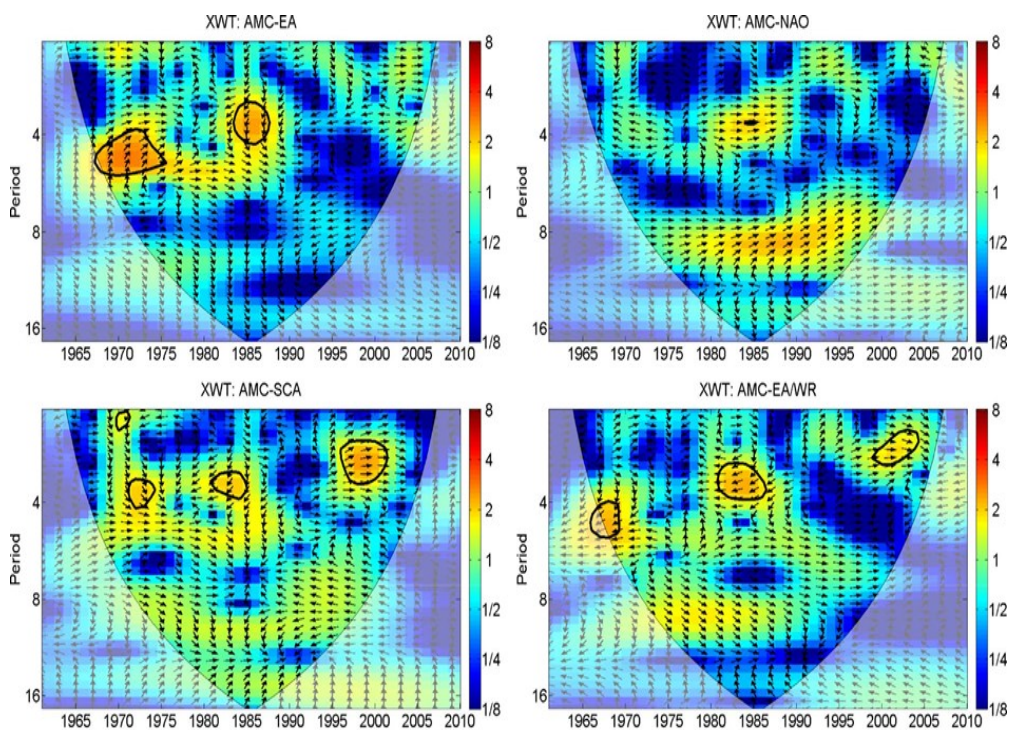
A **skandináv oszcilláció** (SCA) elsődleges cirkulációs központja a Skandináv térség fölött helyezkedik el, míg másodlagos központok ellenkező irányokban vannak, Nyugat-Európában és Kelet-Oroszországban lokalizálhatók. A pozitív anomáliája esetén anticiklonális blocking helyzetek fordulnak elő, így a zonális áramlás helyett a meridionális kerül előtérbe Skandinávia és Nyugat-Oroszország felett. Ekkor Skandináviában az átlagosnál alacsonyabb hőmérséklet jellemző, míg Közép-Oroszországban több a csapadék, mint Nyugat-Európában, illetve átlag feletti Közép- és Dél-Európában, míg Skandinávia térségében szárazabb időjárási helyzetek alakulnak ki gyakrabban. Az **50. ábra**/SCA mutatja a skandináviai távkapcsolati háttér **CWT** elemzés eredményeit. Nagy spektrálsűrűség figyelhető meg a ≈ 2 , ≈ 4 és ≈ 12 éves periódusidőnél, habár az utóbbi nem szignifikáns. Előbbiek az 1970-es 1980-as évek körül, és az 1990-es évek közepén találhatók.

A **kelet-atlanti–nyugat-oroszországi** (EA/WR – East Atlantic/Western Russian) távkapcsolati index központok az észak-atlanti – nyugat-európai, a kaszpi-tengeri–nyugat-orosz és az észak-kelet-kínai térségében helyezkednek el. Az EA/WR pozitív fázisa esetén átlag alatti csapadék tapasztalható Közép-Európában. A folytonos wavelet analízis magas értékeket jelzett ≈ 2 és ≈ 5 éves periódusokra. Szignifikáns periodicitás adódik 1965-ben és 1981/82 fordulóján, ellenben nem haladja meg az 95%-os szignifikancia szintet az 1998 körül nagy spektrálsűrűség értékkel rendelkező ≈ 4 éves periodicitás (**50. ábra**).

A hősziget kifejlődése számára kedvező meteorológiai feltételek (AMC) idősorát is elemeztem a CWT módszerével. Kiemelkedő értékek adódtak ≈ 2 és ≈ 4 éves periódussal 1970, 1985 és 2000 körül, illetve alacsonyabb spektrális sűrűség ≈ 8 éves periódusidőt jelzett 1981-ben (**50. ábra**/AMC). Hasonló periodicitásokat tártam fel a standardizált csapadékösszegek esetében, habár voltak kisebb eltérések. Nagy spektrálsűrűség (PSD) adódott ≈ 4 és ≈ 6 éves periódusidővel az 1965–1975 közötti időszakra, valamint ≈ 2 éves változékonyság jellemző a 1999–2001 közötti időszakra.

3.5.2. Kereszt wavelet analízis eredménye

A kereszt wavelet módszerét alkalmazva: az AMC és a NAO index idősor között nagy spektrális sűrűséggel azonosítható ≈ 4 és $\approx 8-10$ éves periódusidő az 1979 és 1999 közötti időintervallumban. A rövidebb periódus esetében 95%-os szignifikancia szinten érvényes az összefüggő periodicitás (1985 körüli), valamint fázisuk megegyezik. A meghatározott hosszabb periódusok ($\approx 8-10$ éves) nagy spektrális sűrűséggel rendelkeznek, ám nem szignifikáns a vizsgált paraméterek közös periodicitása. Az XWT jelez különböző fázis és antifázis viselkedést is a NAO és az AMC összefüggésének esetében, azonban a szignifikáns esetekben nincs jelentős fáziskülönbség (51. ábra).



51. ábra. Az AMC és távkapcsolati háttér indexek idősorai közötti összefüggés. Az árnyalatok a dimenzió nélküli XWT spektrál sűrűségét jelölik. A fekete kontúr az 95%-os szignifikancia szintet jelzi. Az a terület, ahol kúphatás torzítja a képet, világosabb árnyalatokban jelenik meg. A nyilak jelölik az idősorok közötti fáziseltolódást, jobbra mutatva, ha fázisban vannak.

A kelet-atlanti oszcilláció és az AMC között egyértelmű összefüggést mutattam ki. Nagy spektrálsűrűség értékek adódtak $\approx 5-6$ éves és ≈ 4 éves periódusidővel 1970-es évek körül, valamint 1986-ban. A megjelölt időpontokban az AMC-nek

alacsony az előfordulása, míg az EA index erős ciklontevékenységgel jellemezhető kárpát-medencei időjárásra utal (**51. ábra**).

A kelet- atlanti–nyugat- oroszországi oszcilláció és az AMC közötti kapcsolatot is feltártunk. A **51. ábrán** megfigyelhető ≈ 4 -5 éves közös periodicitás 1967–68 körül, valamint ≈ 2 és ≈ 4 éves periódus érzékelhető, a rövidebb időszakra 1999-ben, míg a hosszabb esetében 1986-ban. Az említett periodicitások valószínűsége 95%-os szignifikancia szinten elfogadható.

A hősziget számára kedvező feltételek gyakorisági idősora és az SCA index között szintén azonosítottam közös periodicitásokat. Nagy spektrálsűrűség értékek adódtak ≈ 3 és ≈ 4 éves periódussal az 1971–1973 és az 1981–1983 közötti időszakokban. Ezekben az években többnyire az anticiklonális időjárási helyzetek kerültek előtérbe, így az átlagosnál szárazabbak voltak. Továbbá érzékelhető ≈ 2 éves periódus idő 2000-ben, melyet egyrésről a blocking helyzetek nagyobb gyakorisága magyaráz, illetve az átlagostól szárazabb volt (2000-ben az évi csapadék: 389 mm), így a fent említett okok miatt a hősziget kifejlődése számára kedvező időjárási feltételek aránya szintén nagyobb volt az átlagoshoz képest.

A fentebb bemutatott eredmények bizonyítják, hogy a légköri cirkuláció változékonysága meghatározza a csapadék és a hőmérséklet időbeli és térbeli eloszlását és a klimatikus elemek alakulását, így kihatással van a hősziget számára kedvező helyzetek időbeli változására a vizsgált időszakban. A kereszt wavelet transzformáció eredményeként a távkapcsolati háttér indexek és az AMC gyakorisági idősora között szignifikáns közös periódusidőket tártam fel, tehát a makrocirkulációs folyamatok és a városi hősziget kedvező feltételei között a távkapcsolat megfigyelhető. A bemutatott eredmények alátámasztják, hogy a wavelet analízis hasznos eszköz idősor elemzéséhez, hiszen az alkalmazott Morlet wavelet egyensúlyt teremt az idő-frekvencia térben. Ezen kívül a kereszt wavelet alkalmazásával feltártam a két idősor összevetésével a közös periodicitásokat és fáziskapcsolatokat. Ez az eredmény igazolja, hogy a városi hősziget számára kedvező feltételek nemlineáris jellegű változását a nagytérségű légköri cirkuláció bizonyos változásai képesek szignifikánsan befolyásolni.

3.6. A KUTATÁSI EREDMÉNYEK HASZNOSSÁGA

Beregszászban végzett városklimatológiai kutatások során elkészítettem a település nagyfelbontású nempárolgató felszínének reprezentáló (beépítettségi) térképét, valamint számszerűsítettem a városfejlesztés szempontjából fontos felszínközeli geometriát leíró paramétereket. Kidolgoztam empirikus összefüggéseken nyugvó, a városi hőtöbbletet becsülő modelleket, amelyek egyrésztől figyelembe veszik a város statikus paramétereit, másrésztől az időjárási tényezők változékonyságát. Az említett információk és empirikus modellek jó eszközt biztosíthatnak a városfejlesztés számára, hogy potenciálisan átépítendő városrészek tervezésénél számoljanak a lehetséges termikus hatásokkal.

Debrecenben végzett vizsgálatok eredményei közül az egyik legfontosabb hasznosítható információja a várostervezés számára, hogy potenciálisan kialakulható hőtöbbletek gyakoribb volta miatt az *energiaszükséglet növekedett* a vizsgált időszakban. A detektált változás szezonális különbséget mutat, hiszen a téli félévben nem csökken jelentősen a fűtési szükséglet, míg a melegebb évszakban valószínűsíthető a hűtési igény megnövekedése a vizsgált időszakban, mely megerősíti a regionális klímamodellek által kapott eredményeket.

ÖSSZEFOGLALÁS

A lokális skálán végzett mérések segítségével számszerűsítettem a városi hőtöbblet szempontjából fontos kontrolláló meteorológiai tényezőket két eltérő méretű városban, Debrecenben és Beregszászban. Meteorológiai paraméterek bevonásával elkészítettem az éjszakai hőtöbbletet becslő modelleket városokra. Kialakítottam egy kritériumrendszert, amely segítségével előállítható a hősziget számára kedvező feltételek arányát reprezentáló idősor.

A beregszászi hőszigetre ható felszínparamétereket vizsgálva megállapítottam, hogy a nempárolgatóató felszínek aránya és a hősziget-intenzitás között – a korrelációs elemzés módszerével – szignifikáns összefüggés mutatható ki. Majd feltártam a nempárolgatóató felszínek 1,2 hektáros területe befolyásoló hatását a mérőpont környezetében kifejlődött hőtöbbletre, melyet a beregszászi várostervezőknek és városfejlesztési szakembereknek figyelembe kell venni a tervezési folyamatban.

A nempárolgatóató felszínek aránya szorosabb összefüggést jelzett a derült égbolt alatt mért mérőponti hősziget-erősséggel, mint a borult viszonyok között mért hősziget-intenzitások értékeivel. A természetközeli párolgatóató felszínek a nyári félévben mérsékelik a hősziget-intenzitást, míg a nempárolgatóató felszínek aránya a városközpontban jelentősen meghatározza annak térbeli szerkezetét a peremterületekhez képest. A nagyfelbontású felszínparaméter-adatbázis segítségével meghatároztam a részletgazdagabb városi hősziget térbeli szerkezetét, így elkülöníthetővé vált egy kompakt háztömb vagy egy nagyobb park körül uralkodó termikus viszonyok megléte. A számszerűsített felszínparaméterek közül az égbolttakarási index a téli félévben erősebben határozza meg a városon belül kialakult hőtöbblet változását, mint a melegebb évszakban, melyet a mikrometeorológiai mérések eredményei megerősítettek. A számszerűsített felszínparamétereket felhasználva és a városi hőtöbblet kifejlődését magyarázó változók alkalmazásával empirikus modellegyenleteket építettem. A szezonális változást figyelembe vevő empirikus egyenletekkel becsülhető a városban kifejlődő hőtöbblet térbeli szerkezete és mérőponti eltérései Beregszászban.

A városi hősziget kialakulására gyakorolt hatásuk alapján a szélsőbesség, felhőzet és csapadék kritikus értékeinek figyelembe vételével három kategóriába soroltam a nagytérégi időjárási helyzeteket a kedvezőtlentől a kedvezőig. Meghatároztam az egyes kategóriák előfordulási gyakoriságát az ötvenéves adatsoron belül. Az esetek több mint 75%-ában mérsékeltén kedvező, vagy kedvező feltételek uralkodtak a városi hősziget kialakulása szempontjából, összhangban az anticiklonális nagytérégi időjárási helyzetek nagyobb gyakoriságával.

A hősziget-intenzitás kifejlődése szempontjából meghatározó tényezők ötvenéves idősorát vizsgálva, a kedvező szinoptikus feltételek gyakoriságának növekedését tételeztem fel. A hipotézis realitását trendanalízissel vizsgáltam meg. A lineáris trendanalízis segítségével szignifikáns növekvő trendet tártam fel a kedvező feltételek gyakoriságára vonatkozóan, amit mind a paraméteres Pearson, mind a nem-paraméteres Spearman korrelációs együtthatók megerősítettek. A vizsgált időszakban 4%-kal nőtt a kedvező feltételek gyakorisága párhuzamosan a kedvezőtlen feltételek gyakoriságának csökkenésével. A kedvező feltételek előfordulási gyakoriság anomáliáit is tanulmányoztam. Megállapítottam, hogy az átlagnál kisebb gyakoriságok főként az 1964 és 1980 közötti időszakot jellemezték, míg az 1981 és 2009 közötti időszakot pozitív anomáliák uralják.

Évszakos és havi bontásban is megvizsgáltam a kedvező feltételek gyakoriságának változásait. A tavasz és a nyár esetében mutatható ki szignifikáns növekedés, míg az ősz és a tél vonatkozásában stagnálás jellemző. Az ötvenéves átlagos kedvező feltétel előfordulási gyakoriság december esetében 19,3%-os volt, míg augusztusban az esetek 59,9%-ában kedvező feltételek uralkodtak a városi hősziget kifejlődése szempontjából.

A kedvező helyzetek havi gyakorisági trendjét vizsgálva megállapítható, hogy a legerőteljesebb változást (14%-os) február eredményezte. Ugyancsak szembevetendő, hogy a tavasz minden hónapjában – ami többnyire a helyi klíma kialakulására a legkedvezőtlenebb időszak – 9-11% között mozgó ugrásszerű emelkedés mutatható ki. A nyári hónapokban a kedvező feltételek gyakorisága jelentősen növekedett, amelynek értékei 5-10% között mozogtak. Az őszi hónapokban szignifikáns csökkenés mutatható ki, kivéve a novembert, ahol 10%-os növekedést tártam fel.

Az AMC helyzetek gyakoriságának ötvenéves adatsorát vizsgálva 1981/82 fordulóján szignifikáns töréspontot mutattam ki a Student-féle t-próba segítségével. A töréspont után a havi gyakoriságok szignifikáns növekedése figyelhető meg főképp a tavaszi és a nyári időszakban. A megfigyelt tendenciák nem mondhatók kedvezőnek, mivel a hősziget kialakulása szempontjából kedvező feltételek gyakorisága főként a nem-fűtési félévben növekedett, így nem járul hozzá a fűtési energiaszükséglet csökkentéséhez, ugyanakkor a légkondicionálási energiaigény növekedésében jelentős szerepet játszhat a nyári időszakban.

A nagytérségű légköri cirkuláció dinamikája jelentősen meghatározza a hőmérséklet és csapadék anomáliákat, valamint a zonális és meridionális áramlást Európában. A makrocirkuláció változásait hosszabb időszakon az alacsony és magas nyomású központok (akciócentrumok) közötti nyomáskülönbség anomáliája határozza meg, melyek mérőszámai a makrocirkulációs oszcillációs indexek. Ezek közül

kiválasztottam a Kárpát-medence időjárására legnagyobb hatással lévő oszcillációk indexeit (NAO, EA, EA/WR, SCA). Az indexek és a hősziget szempontjából kedvező időjárási helyzetek gyakorisági arányok idősorai között szignifikáns közös periodicitást tártam fel. Az észak-atlanti és a kelet-atlanti oszcilláció reprezentálja a zonális áramlások erősségének a voltát, mely befolyásolja a városi hősziget kifejlődése szempontjából fontos kontrolláló meteorológiai paramétereket. Az erőteljesebb zonális áramlások esetében az AMC gyakoriságok csekélyebb értékekkel bírnak, azaz a kedvező feltételek ritkábban fordulnak elő, így ekkor az átlagosnál alacsonyabb hőmérséklet és több csapadék jellemezi Debrecen környezetét. Ellenben az EA/WR és az SCA index pozitív anomáliája képviseli a meridionális áramlást, illetve a blocking helyzetek gyakoribb elfordulását, amikor többnyire anticiklon uralja Észak-Európa térségét. Ilyen időjárási körülmények mellett a potenciálisan kifejlődő városi hősziget kialakulási feltételeinek az aránya nagy, továbbá a szignifikánsan hasonló változékonyságot mutató időszakokban a hőmérsékleti anomália pozitív, míg a csapadékmennyiség szignifikánsan kevesebb az átlagos évekhez képest.

SUMMARY

Using measurements performed on local scale the most important meteorological factors controlling urban heat excess have been quantified in two cities with different size, Debrecen and Beregszász. Applying meteorological parameters, models estimating night heat excess in Beregszász and in Debrecen were created. Finally, a criteria system was set up on the basis of which the time series representing the rate of conditions advantageous for the formation of heat islands could be established.

Studying the surface parameters affecting the heat island of Beregszász, it can be stated that a significant relationship can be shown using correlation analysis between the rate of non-evaporating surfaces and heat island intensity. After this the effects of the 1.2 hectares of non-evaporating surfaces on the heat excess formed in the vicinity of the measurement point. These shall be considered by experts in the planning process of urban planning and development in Beregszász.

The rate of non-evaporating surfaces showed much closer correlation with the intensity of heat island measured under clear skies than with heat island intensities measured under clouded skies. Close-to-natural evaporating surfaces reduce heat island intensities in the summer while the rate of non-evaporating surfaces in the city centre determines its spatial structure compared to marginal areas. Using a high resolution surface parameter database the spatial structure of detailed urban heat island was determined. As a result, prevailing thermal conditions around a compact building block or a major park could be defined. Among quantified surface parameters the cloudiness index has stronger influence on the changes of the heat island developed within the town in the winter period than in the warmer period supported by the results of micro-meteorological measurements. Using quantified surface parameters and variables explaining the development of urban heat excess empirical model equations were formed. The spatial structure and differences around the measurement points of the urban heat excess could be estimated using empirical equations taking seasonal changes into account in Beregszász.

Based on their effects on the formation of urban heat island, synoptic weather conditions were classified into three categories from disadvantageous to advantageous taking into account the critical values of wind speed, cloudiness and precipitation. The occurrence frequency of the given categories was determined within the fifty years long data series. In more than 75% of the cases moderately advantageous or advantageous conditions were found considering the formation of urban heat island in concordance with the greater frequency of anticyclone synoptic weather conditions.

Studying the fifty years long time series of factors important regarding heat island intensity, increasing frequency of advantageous synoptic conditions was presumed. The reality of the hypothesis was examined using trend analysis. On the basis of the results of a linear trend analysis, significant increasing trend was found regarding the frequency of advantageous conditions supported by both parametric and non-parametric Spearman's rank correlation coefficients. In the studied period the frequency of advantageous conditions increased by 4% with decreasing frequency of disadvantageous conditions. The anomalies of the occurrence frequency of advantageous conditions were studied as well. Frequencies smaller than the average were characteristic for the period between 1964 and 1980 while positive anomalies dominate the period between 1981 and 2009.

Changes in the frequency of advantageous conditions were studied annually and monthly as well. Significant increase can be detected in spring and summer while stagnation is characteristic for autumn and winter. The average frequency of advantageous conditions for the formation of urban heat islands in the studied fifty years was 19.3% in December and 59.9% in August.

Studying the monthly average trend of advantageous conditions, strongest changes (14%) occur in February. It is also worth noting that significant increase of 9-11% can be observed in every month of spring which is mostly the least advantageous time period for the local climate. In summer months the frequency of advantageous conditions increased significantly with values around 5-10%. Significant decrease could be observed in autumn months except for November where an increase of 10% was found.

Studying the fifty years long time series of the frequency of AMC conditions, a significant breakpoint was found at the turn of 1981 and 1982 applying Student's t test. After the breakpoint the significant increase of monthly frequencies can be observed especially in spring and summer. The observed tendencies cannot be regarded as advantageous because the frequency of advantageous conditions regarding the development of heat island increased not in the heating period therefore it cannot contribute significantly to reducing energy demand, however, it may play an important role in the increase of energy demand in the summer for air conditioning.

The dynamics of large-scale atmospheric circulation determines significantly temperature and precipitation anomalies together with zonal and meridional currents in Europe. Changes in macrocirculation in the long-term are determined by the anomaly of pressure difference between the centres of low and high pressure (action centres) the index numbers of which are the macrocirculation oscillation indices. From these the indices (NAO, EA, EA/WR, SCA) of oscillations having greatest

influence on the weather of the Carpathian Basin were selected. Significant common periodicity was found between the time series of frequency rates of the indices and the weather conditions advantageous for heat islands. The North Atlantic and the East Atlantic Oscillation represent the strength of zonal currents that influence the controlling meteorological parameters important regarding the formation of urban heat island. In the case of marked zonal currents, AMC frequencies have smaller values, i.e. advantageous conditions are rarer thus smaller temperature and precipitation than the average characterise the area of Debrecen. The positive anomaly of EA/WR and SCA indices represents the more frequent occurrences of meridional currents and blocking conditions when mostly anticyclone prevails in the region of Northern Europe. In such conditions the rate of conditions advantageous for the potential development of urban heat island is great. Furthermore, the temperature anomaly is positive in time periods showing significantly similar variability while the amount of precipitation is significantly less than in average years.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS²

Köszönettel tartozom mindazoknak, akik segítették kutatómunkámat. Elsősorban köszönöm témavezetőmnek, Dr. habil. Szegedi Sándornak, a Debreceni Egyetem Meteorológiai Tanszék vezetőjének, aki lehetővé tette és segítette a doktori munkám elkészítését. Szakmai munkámat végig figyelemmel kísérte, tanácsaival, észrevételeivel támogatást nyújtott, hozzájárulva ezzel munkám elvégzéséhez.

Köszönöm a Debreceni Egyetem Meteorológiai Tanszék jelenlegi és egykori oktatóinak.

Köszönet illeti a II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola Földtudományi Tanszék vezetőjét, Dr. Molnár Józsefet, aki felkeltette az érdeklődésem a meteorológia iránt, valamint elvállalta a témavezetésem a főiskolai évek alatt. Hálásan köszönöm Kakas Mónikának és Marguca Violának, a főiskola egykori hallgatóinak, hogy a városklíma mérésekbe bekapcsolódhattam.

Hálásan köszönöm Dr. Rácz Csabának, aki a Kismacsi Agrometeorológiai Observatórium adataival segítette a munkám véghezvitelét.

Külön köszönet illeti Hadnagy István II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola oktatójának a segítőkész hozzáállását és munkáját.

Hálás köszönet az ELTE Meteorológiai Tanszék egyetemi docensének, Dr. Weidinger Tamásnak, aki segítséget nyújtott a mikrometeorológiai állomás beüzemeltetésében.

Köszönetet mondok Szabó Zsuzsannának, Kiss Gabriellának, Barta Viktóriának hasznos tanácsaikért és segítőkészségükért.

Köszönetemet fejezem ki szüleimnek, akik biztosították számomra a családi háttérrel, lehetővé téve az egyetemi és doktori tanulmányok folytatását. Hálásan köszönöm László Gézának, testvéremnek a segítségét és támogatását.

Mindezek felül hálát adok Istennek a dolgozat elkészültéért.

² A dolgozat elkészültét az „Az egyedi fejlesztést biztosító ösztöndíjak” című NTP-EFÖ-15 kódjelű pályázat finanszírozta.

PUBLIKÁCIÓS JEGYZÉK

A PhD értekezés alapjául szolgáló közlemények

Idegen nyelvű tudományos folyóirat közlemények

1. **László, E.**, Szegedi, S.: A multivariate linear regression model of mean maximum urban heat island: a case study of Beregszász (Berehove), Ukraine. *Időjárás*. Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service. 119 (3), 409-423, 2015. ISSN: 0324-6329.
IF: 0.81
2. **László, E.**, Bottyán, Z., Szegedi, S.: Long-term changes of meteorological conditions of urban heat island development in the region of Debrecen, Hungary. *Theor. Appl. Climatol.* 124 (1), 365-373, 2016. ISSN: 0177-798X. DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-015-1427-9>.
IF: 2.433 (2015)

Idegen nyelvű konferenciaközlemények

3. Szegedi S., **László, E.**: Park Cool Island examinations in Debrecen, Hungary.
In: 8th International Conference on Urban Climates and 10th Symposium on the Urban Environment : Book of Abstracts, 2012.08.06-2012.08.10, International Association for Urban Climates, Dublin, 1-4., Paper 595., 2012, ISBN 9781905254774
4. **László, E.**, Szegedi S.: Impacts of some surface parameters on urban heat island development.
In: 8th International Conference on Urban Climates and 10th Symposium on the Urban Environment : Book of Abstracts, 2012.08.06-2012.08.10, International Association for Urban Climates, Dublin, 1-4., Paper 598., 2012, ISBN 9781905254774
5. **László, E.**, Szegedi, S.: Changes of the synoptic conditions of Urban Heat Island Development in the region of Debrecen, Hungary between 1961 and 2010.
EMS Annual Meeting Abstracts. 11, 286, 2014.
6. **Szegedi, S.**, Tóth, T., Lázár, I., László, E.: Examination on the role of synoptic conditions in urban heat island development in Debrecen
In: Sustainable energy by optimal integration of renewable energy sources – Fenntartható energetika megújuló energiaforrások optimalizált integrálásával : Proceedings of DENzero International Conference 10-11 October 2013, Debrecen, Hungary, University of Debrecen, Debrecen, 157-162, 2012, ISBN 9789634736240

Magyar nyelvű közlemények

7. **László, E.**, Weidinger, T.: Az időjárási tényezők hatása a városi hősziget-intenzitás napi dinamikájára
In: Környezettudatos energiatermelés és –felhasználás. Szerk.: Szabó Valéria, Fazekas István, MTA DAB Megújuló Energetikai Munkabizottság, Debrecen, 178-184., 2014. ISBN 9789637064319
8. **László E.**: A városi hősziget területi szerkezetének szezonális előrejelző empirikus modellje
In: Települési környezet. II. Települési Környezet Konferencia. Szerk.: Szabó Valéria, Fazekas István, DE Tájvédelmi és Környezetföldrajzi Tanszék, Debrecen, 161-167., 2009. ISBN 9789634733362

Magyar nyelvű konferencia közlemények

9. **László, E.**: A városi hősziget és a felszínparaméterek kapcsolata Beregszászot. In: Meteorológia és az alaptudományok. Szerk.: Weidinger Tamás, Tasnádi Péter, Bartholy Judit, ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest, 160-167, 2008, (Egyetemi Meteorológiai Füzetek, 0865-7920 ; 22.) ISBN: 9789632840079
10. **László E.**, Molnár J.: A városi hőszigethatás néhány statisztikus és dinamikus jellemzője Debrecen példáján. In: IX. Kárpát-medencei környezettudományi konferencia. Konferencia kiadvány. Szerk.: Zákányi Balázs, Faur Krisztina Beáta, Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar, Miskolc, 258-259., 2013. ISBN 9789633580325

További közlemények

Magyar nyelvű könyvek

11. Hadnagy, I., Hubay, K., Kolozsvári, I., **László, E.**, Szanyi, S., Varga, Z.: Klímaváltozás a Kárpát-medencében: múlt, jelen, jövő. Márton Áron Szakkollégium, Debrecen, 75 p., 2013. ISBN: 9789638742391

Magyar nyelvű könyvrészetek

12. Szegedi, S., Tóth, T., Lázár, I., **László, E.**: A városklíma jellegzetességei és hatásai. In: Fenntartható energetika megújuló energiaforrások optimalizált integrálásával. Szerk. Kalmár Ferenc, Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 51-81., 2014. ISBN 9789630595407

Idegen nyelvű közlemények külföldi folyóiratban

13. Laslov, G., Shuaibov, A., Szegedi, S., **László, E.**: Spectroscopic diagnostic of spark discharge plasma at atmospheric pressure. J. Chem. Chem. Eng. 8 (3), 302-305, 2014. ISSN: 1934-7375.
14. Pásztor, L., Négyesi, G., Laborczi, A., Kovács, T., **László, E.**, Bihari, Z.: Integrated spatial assessment of wind erosion risk in Hungary Nat. Hazards Earth

Syst. Sci. Discuss., [Epub], [1-17], 2016. DOI: <http://dx.doi.org/10.5194/nhess-2016-162>

IF: 2.277 (2015)

Magyar nyelvű konferencia közlemények

15. **László, E.**, Csáky, I.: A felszín- és léghőmérséklet alakulása a debreceni Árpád-téren.

In: Környezettudatos energia termelés és felhasználás. Szerk.: Szabó Valéria, Fazekas István, MTA DAB Megújuló Energetikai Munkabizottság, Debrecen, 369-374, 2011. ISBN: 9789637064272

16. **László, E.**, Bíróné Kircsi A.: Kísérlet a városi szélmező modellezésére debreceni mintaterületen

In: HUNGEO 2014. Magyar földtudományi szakemberek XII. találkozója.

Magyar felfedezők és kutatók a természeti erőforrások hasznosításáért. Program, előadáskivonatok. Szerk. Cserny Tibor, Kovács-Pálffy P., Krivánné Horváth Á., Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 128-131., 2014. ISBN 9789638221544

A közlő folyóiratok összesített impakt faktora: 5,520

FELHASZNÁLT IRODALOM

- AKBARI, H., DAMON MATTHEWS, H. & SETO, D., 2012. The long-term effect of increasing the albedo of urban areas. *Environmental Research Letters*, 7(2), p.24004.
- AKBARI, H. & KONOPACKI, S., 2005. Calculating energy-saving potentials of heat-island reduction strategies. *Energy Policy*, 33(6), pp.721–756.
- ALCOFORADO, M.J. ET AL., 2015. Lisbon heat island statistical study (2004–2012). *Finisterra*, 49(98).
- ALCOFORADO, M.J. & ANDRADE, H., 2006. Nocturnal urban heat island in Lisbon (Portugal): Main features and modelling attempts. *Theoretical and Applied Climatology*, 84(1–3), pp.151–159.
- ARND, D., BÖHNER, J. & BECHTEL, B., 2015. Spatio-temporal variance and meteorological drivers of the urban heat island in a European city. *Theoretical and Applied Climatology*, pp.1–19.
- ARNFIELD, A. J., 2003. Two decades of urban climate research: A review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *International Journal of Climatology*, 23(1), pp.1–26.
- ATKINSON, B.W., 2003. Numerical modelling of urban heat-island intensity. *Boundary-Layer Meteorology*, 109(3), pp.285–310.
- BALÁZS, B. ET AL., 2009. Simulation of the mean urban heat island using 2D surface parameters: Empirical modelling, verification and extension. *Meteorological Applications*, 16(3), pp.275–287.
- BARTHOLY, J. ET AL., 2009. Comparison of urban heat island effect using ground-based and satellite measurements. *Acta Climatologica et Chorologica*, 42–43, pp.7–15.
- BERANOVÁ, R. & HUTH, R., 2005. Long-term changes in the heat island of Prague under different synoptic conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, 82(1–2), pp.113–118.
- BLANKENSTEIN, S. & KUTTLER, W., 2004. Impact of street geometry on downward longwave radiation and air temperature in an urban environment. *Meteorologische Zeitschrift*, 13(5), pp.373–379.
- BONACQUISTI, V. ET AL., 2006. A canopy layer model and its application to Rome. *Science of the Total Environment*, 364(1–3), pp.1–13.
- BOTTYÁN, Z. ET AL., 2005. The relationship between built-up areas and the spatial development of the mean maximum urban heat island in Debrecen, Hungary. *International Journal of Climatology*, 25(3), pp.405–418.
- BOTTYÁN, Z. & UNGER, J., 2003. A multiple linear statistical model for estimating the mean maximum urban heat island. *Theoretical and Applied Climatology*, 75(3–4), pp.233–243.
- BOWLER, D.E. ET AL., 2010. Urban greening to cool towns and cities: A systematic review of the empirical evidence. *Landscape and Urban Planning*, 97(3), pp.147–155.
- CHANG, C.R., LI, M.H. & CHANG, S.D., 2007. A preliminary study on the local cool-island intensity of Taipei city parks. *Landscape and Urban Planning*, 80(4), pp.386–395.

- CHAPMAN, L. & THORNES, J.E., 2004. Real-time sky-view factor calculation and approximation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21(5), pp.730–741.
- CHAPMAN, L., THORNES, J.E. & BRADLEY, A. V., 2001. Rapid determination of canyon geometry parameters for use in surface radiation budgets. *Theoretical and Applied Climatology*, 69(1–2), pp.81–89.
- CHEN, F. ET AL., 2011. The integrated WRF/urban modelling system: Development, evaluation, and applications to urban environmental problems. *International Journal of Climatology*, 31(2), pp.273–288.
- CHEN, F., YANG, X. & ZHU, W., 2014. WRF simulations of urban heat island under hot-weather synoptic conditions: The case study of Hangzhou City, China. *Atmospheric Research*, 138, pp.364–377.
- CHEN, Y. & WONG, N.H., 2006. Thermal benefits of city parks. *Energy and Buildings*, 38(2), pp.105–120.
- CHIU, S., 1992. Subset selection in regression. *Journal of Statistical Planning and Inference*, 32(3), pp.420–422.
- CHRISTEN, A. & VOGT, R., 2004. Energy and radiation balance of a central European City. *International Journal of Climatology*, 24(11), pp.1395–1421.
- ELIASSON, I., 1996a. Urban Nocturnal Geometry Temperatures and Land Use. *Atmospheric Environment*, 30(3), pp.379–392.
- ELIASSON, I., 1996b. Urban nocturnal temperatures, street geometry and land use. In *Atmospheric Environment*. pp. 379–392.
- ELIASSON, I. & HOLMER, B., 1990. Urban Heat-Island Circulation in Göteborg, Sweden. *Theoretical and Applied Climatology*, 42(3), pp.187–196.
- ELIASSON, I. & SVENSSON, M.K., 2003. Spatial air temperature variations and urban land use — a statistical approach. *Meteorological Applications*, 10(2), pp.135–149.
- FAN, H. & SAILOR, D.J., 2005. Modeling the impacts of anthropogenic heating on the urban climate of Philadelphia: A comparison of implementations in two PBL schemes. *Atmospheric Environment*, 39(1), pp.73–84.
- FENNER, D. ET AL., 2014. Spatial and temporal air temperature variability in Berlin, Germany, during the years 2001–2010. *Urban Climate*, 10(P2), pp.308–331.
- FIGUEROLA, P.I. & MAZZEO, N. A., 1998. Urban-rural temperature differences in Buenos Aires. *International Journal of Climatology*, 18(15), pp.1709–1723.
- FORTUNIAK, K., KŁYSIK, K. & WIBIG, J., 2006. Urban–rural contrasts of meteorological parameters in Łódź. *Theoretical and Applied Climatology*, 84(1–3), pp.91–101.
- GÁL, T., 2009. *Az összetett városi felszín geometriáját leíró paraméterek számítása és városklimatológiai alkalmazása* PhD dolgoz., Szeged.
- GÁL, T., BALÁZS, B. & GEIGER, J., 2005. Modelling the maximum development of urban heat island with the application of gis based surface parameters in Szeged (part 2): stratified sampling and the statistical model. *Acta Climatologica et Chorologica*, 38–39(Part 2), pp.59–69.
- GALLO, K.P. & OWEN, T.W., 1999. Satellite-Based Adjustments for the Urban Heat Island Temperature Bias. *Journal of Applied Meteorology*, 38(6), pp.806–813.

- GANBAT, G. ET AL., 2013. Characteristics of the urban heat island in a high-Altitude metropolitan city, Ulaanbaatar, Mongolia. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(4), pp.535–541.
- GIANNAROS, T.M.T.M.. ET AL., 2013. Numerical study of the urban heat island over Athens (Greece) with the WRF model. *Atmospheric Environment*, 73, pp.103–111.
- GIRIDHARAN, R. ET AL., 2007. Urban design factors influencing heat island intensity in high-rise high-density environments of Hong Kong. *Building and Environment*, 42(10), pp.3669–3684.
- GOLDREICH, Y., 2009. Updating the urban topoclimatology - a review. *The seventh International Conference on Urban Climate*, (July), pp.1–4.
- GOLDREICH, Y., 1984. Urban topoclimatology. *Progress in Physical Geography*, 3, pp.336–364.
- GREFEN, K. & LÖBEL, J., 1988. *Environmental Meteorology* K. Grefen & J. Löbel, eds., Dordrecht: Springer Netherlands.
- GRIMM, N.B. ET AL., 2008. Global change and the ecology of cities. *Science (New York, N.Y.)*, 319(5864), pp.756–760.
- GRIMMOND, C.S.B. ET AL., 2010. The international urban energy balance models comparison project: First results from phase 1. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(6), pp.1268–1292.
- GRINSTED, A., MOORE, J.C. & JEVREJEVA, S., 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(5/6), pp.561–566.
- GROISMAN, P.Y. ET AL., 2004. Contemporary Changes of the Hydrological Cycle over the Contiguous United States: Trends Derived from In Situ Observations. *Journal of Hydrometeorology*, 5(1), pp.64–85.
- HAMADA, S. & OHTA, T., 2010. Seasonal variations in the cooling effect of urban green areas on surrounding urban areas. *Urban Forestry and Urban Greening*, 9(1), pp.15–24.
- HART, M. A. & SAILOR, D.J., 2009. Quantifying the influence of land-use and surface characteristics on spatial variability in the urban heat island. *Theoretical and Applied Climatology*, 95(3–4), pp.397–406.
- HATHWAY, E. A. & SHARPLES, S., 2012. The interaction of rivers and urban form in mitigating the Urban Heat Island effect: A UK case study. *Building and Environment*, 58, pp.14–22. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.buildenv.2012.06.013>.
- HINKEL, K.M. ET AL., 2003. The urban heat island in winter at Barrow, Alaska. *International Journal of Climatology*, 23(15), pp.1889–1905.
- HOFFMANN, P., 2012. Quantifying the influence of climate change on the urban heat island of Hamburg using different downscaling methods.
- HOLMER, B. ET AL., 1999. Urban-rural vapour pressure differences and their role in the development of urban heat islands. *International Journal of Climatology*, 19(9), pp.989–1009.
- HONJO, T. ET AL., 2005. Observation of Cool Island Effect in Urban Park (Shinjuku Gyoen). *Fifth International Conference on Urban Climate*, pp.2000–2003.

- HOUSE, M. & SANTAMOURIS, M., 2011. Advances in Building Energy Research Heat Island Research in Europe : The State of Heat Island Research in Europe : The State of the Art. , (July 2012), pp.37–41.
- HOVE, L.W. A VAN ET AL., 2011. Exploring the Urban Heat Island Intensity of Dutch cities. , pp.1–60.
- HURRELL, J.W., 1989. James W. Hurrell. , pp.7–10.
- HURRELL, J.W. & DESER, C., 2009. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, 78(1), pp.28–41.
- ICHINOSE, T., SHIMODOZONO, K. & HANAKI, K., 1999. Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo. In *Atmospheric Environment*. pp. 3897–3909.
- IZSÁK, T., 2007. *Ukrajna természeti földrajza*, Ungvár: PoliPrint.
- JAZCILEVICH, A. ET AL., 2000. Simulated urban climate response to historical land use modification in the Basin of Mexico. *Climatic Change*, 44(4), pp.515–536.
- JUSTYÁK, J. & TAR, K., 1994. *Debrecen éghajlata* J. Justyák & K. Tar, eds., Debrecen: KLTE.
- KETTERER, C. & MATZARAKIS, A., 2014. Human-biometeorological assessment of the urban heat island in a city with complex topography - The case of Stuttgart, Germany. *Urban Climate*, pp.1–12.
- KIM, Y.-H. & BAIK, J.-J., 2004. Daily maximum urban heat island intensity in large cities of Korea. *Theoretical and Applied Climatology*, 79(3–4), pp.151–164.
- KIM, Y.-H. & BAIK, J.-J., 2002. Maximum Urban Heat Island Intensity in Seoul. *Journal of Applied Meteorology*, 41(6), pp.651–659.
- KIM, Y.-H. & BAIK, J.-J., 2005. Spatial and Temporal Structure of the Urban Heat Island in Seoul. *Journal of Applied Meteorology*, 44(5), pp.591–605.
- KIRCSI, A. & SZEGEDI, S., 2003. The development of the urban heat island studied on temperature profiles in Debrecen. *Acta Climatologica et Chorologica*, 36–37, pp.63–69.
- KŁYSIK, K., 1996. Spatial and seasonal distribution of anthropogenic heat emissions in Lodz, Poland. *Atmospheric Environment*, 30(20), pp.3397–3404.
- KŁYSIK, K. & FORTUNIAK, K., 2005. Observed UHI Intensity in Lodz Definition and Typical Values. In *Fifth International Conference on Urban Climate*.
- KŁYSIK, K. & FORTUNIAK, K., 1999. Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland. *Atmospheric Environment*, 33(24–25), pp.3885–3895.
- KOLOKOTRONI, M., GIANNITSARIS, I. & WATKINS, R., 2006. The effect of the London urban heat island on building summer cooling demand and night ventilation strategies. *Solar Energy*, 80(4), pp.383–392.
- KOVÁCS, T. ET AL., 2013. Hungarian Meteorological Service The CARPATCLIM project Climatology Division 9th EUMETNET Data Management Workshop Official site. , (November), p.2013.
- KUTTLER, W., 1988. Spatial and Temporal Structures of the Urban Climate — A Survey. In K. Grefen & J. Löbel, eds. *Environmental Meteorology*. Dordrecht: Springer Netherlands, pp. 305–335.

- DE LA FLOR, F.S. & DOMÍNGUEZ, S.A., 2004. Modelling microclimate in urban environments and assessing its influence on the performance of surrounding buildings. *Energy and Buildings*, 36(5), pp.403–413.
- LABAT, D., 2010. Cross wavelet analyses of annual continental freshwater discharge and selected climate indices. *Journal of Hydrology*, 385(1–4), pp.269–278. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.02.029>.
- LAKATOS, M., SZENTIMREY, T. & BIHARI, Z., 2011. Application of gridded daily data series for calculation of extreme temperature and precipitation indices in Hungary. *Idojaras, Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, 115(1–2), pp.99–109.
- LANDSBERG, H.E., 1981. *The Urban Climate* Internatio. W. L. Donn, ed., New York London Toronto Sydney San Francisco: Academic Press.
- LÁSZLÓ, E., BOTTYÁN, Z. & SZEGEDI, S., 2016. Long-term changes of meteorological conditions of urban heat island development in the region of Debrecen, Hungary. *Theoretical and Applied Climatology*, 124(1–2), pp.365–373. Available at: <http://link.springer.com/10.1007/s00704-015-1427-9>.
- LÁSZLÓ, E. & SZEGEDI, S., 2015. A multivariate linear regression model of mean maximum urban heat island: a case study of Beregszász (Berehove), Ukraine. *Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, 119(3), pp.409–423.
- LEE, S.-J., BALLING, R. & GOBER, P., 2008. Bayesian Maximum Entropy Mapping and the Soft Data Problem in Urban Climate Research. *Annals of the Association of American Geographers*, 98(2), pp.309–322.
- LELOVICS, E., PONGRÁCZ, R. & BARTHOLY, J., 2011. Satellite- and ground-based temperature observations used in assessing the urban heat island phenomena. In *Procedia Computer Science*. pp. 183–184.
- LINDBERG, F. ET AL., 2013. Impact of city changes and weather on anthropogenic heat flux in Europe 1995–2015. *Urban Climate*, 4(2013), pp.1–15.
- LIVADA, I. ET AL., 2002. Determination of places in the great Athens area where the heat island effect is observed. *Theoretical and Applied Climatology*, 71(3–4), pp.219–230.
- LÓKI, J., SZABÓ, J. & SZABÓ, G., 2014. Újabb adatok a Hajdúhát (Hajdúság) negyedidőszaki fejlődéstörténetéhez. *Földrajzi Közlemények*, 138(1), pp.37–49.
- LOKOSHCHENKO, M.A., 2014. Urban “heat island” in Moscow. *Urban Climate*, 10(308), pp.550–562.
- LOKOSHCHENKO, M.A. & KORNEVA, I.A., 2015. Underground urban heat island below Moscow city. *Urban Climate*, 13, pp.1–13.
- LOUGHNER, C.P. ET AL., 2012. Roles of urban tree canopy and buildings in urban heat island effects: Parameterization and preliminary results. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(10), pp.1775–1793.
- LOWRY, W.P., 1977. Empirical Estimation of Urban Effects on Climate: A Problem Analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 16(2), pp.129–135.
- MAGEE, N., WENDLER, G. & CURTIS, J., 1999. The Urban Heat Island Effect at Fairbanks, Alaska. *Theoretical and Applied Climatology*, 64(1–2), pp.39–47.

- MARKOWSKI, P. & RICHARDSON, Y., 2010. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*, Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd.
- MATZARAKIS, A., 2010. Planning With Urban Climate in Different Climatic Zones. , pp.5–39.
- MCCARTHY, M.P., BEST, M.J. & BETTS, R.A., 2010. Climate change in cities due to global warming and urban effects. *Geophysical Research Letters*, 37(9).
- MEMON, R.A. & LEUNG, D.Y.C., 2010. Impacts of environmental factors on urban heating. *Journal of Environmental Sciences*, 22(12), pp.1903–1909.
- MIHALAKAKOU, G. ET AL., 2002. Application of Neural Networks to the Simulation of the Heat Island over Athens, Greece, Using Synoptic Types as a Predictor. *Journal of Applied Meteorology*, 41(5), pp.519–527.
- MILLS, G., 1997. Building density and interior building temperatures: A physical modeling experiment. *Physical Geography*, 18(3), pp.195–214.
- MIRZAEI, P.A. & HAGHIGHAT, F., 2010. Approaches to study Urban Heat Island - Abilities and limitations. *Building and Environment*, 45(10), pp.2192–2201.
- MOLNÁR, J., 2003. *A légnyomási mező szerkezete és módosulása a Kárpát - medence térségében*. Debrecen: Debreceni Egyetem.
- MOLNÁR, J., 2009. Beregszászi járás. In *Kárpátalja, A Kárpát-medence régiói 11*. Pécs-Budapest: Dialóg Campus Kiadó, p. 541.
- MOLNÁR, J., KAKAS, M. & MARGUCA, V., 2006. A beregszászi hősziget intenzitásának és térbeli szerkezetének vizsgálata. In A. Kiss, G. Mezősi, & Z. Sümegi, eds. *Táj, környezet és társadalom*. Szeged: SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, pp. 509–518.
- MONTGOMERY, D.C. & RUNGER, G.C., 2013. *Applied Statistics and Probability for Engineers*, Arisona: Wiley. Available at: <http://eu.wiley.com/WileyCDA/WileyTitle/productCd-EHEP002914.html>.
- MORRIS, C.J.G. & SIMMONDS, I., 2000. Associations between varying magnitudes of the urban heat island and the synoptic climatology in Melbourne, Australia. *International Journal of Climatology*, 20(15), pp.1931–1954.
- MORRIS, C.J.G., SIMMONDS, I. & PLUMMER, N., 2001. Quantification of the Influences of Wind and Cloud on the Nocturnal Urban Heat Island of a Large City. *Journal of Applied Meteorology*, 40(2), pp.169–182.
- MYRUP, L.O., MCGINN, C.E. & FLOCCHINI, R.G., 1993. An analysis of microclimatic variation in a suburban environment. *Atmospheric Environment - Part B Urban Atmosphere*, 27 B(2), pp.129–156.
- NESTEROV, E.S., 2009. East Atlantic Oscillation of the Atmospheric Circulation. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 34(12), pp.794–800.
- NISHIMURA, N. ET AL., 1998. Novel water facilities for creation of comfortable urban micrometeorology. *Solar Energy*, 64(4–6), pp.197–207.
- NUNEZ, M. & OKE, T.R., 1976. Long-wave radiative flux divergence and nocturnal cooling of the urban atmosphere - II: Within an urban canyon. *Boundary-Layer Meteorology*, 10(2), pp.121–135.

- NUNEZ, M. & OKE, T.R., 1977. The Energy Balance of an Urban Canyon. *Journal of Applied Meteorology*, 16(1), pp.11–19.
- OFFERLE, B., GRIMMOND, C.S.B. & FORTUNIAK, K., 2005. Heat storage and anthropogenic heat flux in relation to the energy balance of a central European city centre. *International Journal of Climatology*, 25(10), pp.1405–1419.
- OKE, T.R., 1987. *Boundary Layer Climates*, London-New York: 2nd edition Routledge.
- OKE, T.R., 1981. Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: Comparison of scale model and field observations. *Journal of Climatology*, 1(3), pp.237–254.
- OKE, T.R., 1973. City size and the urban heat island. *Atmospheric Environment Pergamon Pres*, 7, pp.769–779.
- OKE, T.R., 2006a. Initial Guidance to Obtain Representative Meteorological Observations at Urban Sites. *World Meteorological Organization*, Report No.(81), p.47.
- OKE, T.R., 1982. The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108(455), pp.1–24.
- OKE, T.R. ET AL., 1999. The energy balance of central Mexico City during the dry season. *Atmospheric Environment*, 33, pp.3919–3930.
- OKE, T.R., 2006b. Towards better scientific communication in urban climate. *Theoretical and Applied Climatology*, 84(1–3), pp.179–190.
- OKE, T.R., 1997. Urban environments. In W. R. W.G. Bailey, Timothy R. Oke, ed. *Surface Climates of Canada*. Montreal&Kingston London Buffalo: McGill-Queen’s Press, pp. 303–327.
- OKE, T.R. & HANNELL, F.G., 1970. The form of the urban heat island in Hamilton, Canada. *Urban climates, World Meteorological Organization*, Technical(108), pp.113–126.
- OKE, T.R., KALANDA, B.D. & STEYN, D.G., 1981. Parameterization of heat storage in urban areas. *Urban Ecology*, 5(1), pp.45–54.
- ORLANSKI, I., 1975. A rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes. *American Meteorological Society*, 56, pp.527–530.
- PARK, H.-S., 1986. Features of the heat island in seoul and its surrounding cities. *Atmospheric Environment (1967)*, 20(10), pp.1859–1866.
- PARK, H.-S., 1987. Variations in the urban heat island intensity affected by geographical environments. *Environmental Research Center Papers*, 11, p.79.
- PARKER, D.E., 2006. A demonstration that large-scale warming is not urban. *Journal of Climate*, 19(12), pp.2882–2895.
- PARKER, D.E., 2004. Large-scale warming is not urban. *Nature*, 432(7015), p.2090.
- PARKER, D.E., 2010. Urban heat island effects on estimates of observed climate change. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 1(1), pp.123–133.
- PÉCZELY, G., 1979. *Éghajlattan*, Budapest: Nemzeti Tankönyvkiadó.
- PENG, S. ET AL., 2012. Surface urban heat island across 419 global big cities. *Environmental Science and Technology*, 46(2), pp.696–703.

- PIGEON, G. & MASSON, V., 2009. Annual spatio-temporal variability of Toulouse urban heat island. *Eighth Symposium on the Urban Environment*, 1(July), pp.4–7.
- PONGRACZ, R., BARTHOLY, J. & DEZSO, Z., 2006. Remotely sensed thermal information applied to urban climate analysis. *Advances in Space Research*, 37(12), pp.2191–2196.
- PROBÁLD, F., 1974. *Budapest városklímája*, Budapest: Akadémiai Kiadó.
- QUAH, A.K.L. & ROTH, M., 2012. Diurnal and weekly variation of anthropogenic heat emissions in a tropical city, Singapore. *Atmospheric Environment*, 46, pp.92–103.
- ROTH, M., 2007. Review of urban climate research in (sub) tropical regions. *International Journal of Climatology*, 27(14), pp.1859–1873.
- SAILOR, D.J., 2011. A review of methods for estimating anthropogenic heat and moisture emissions in the urban environment. *International Journal of Climatology*, 31(2), pp.189–199.
- SAKAKIBARA, Y., 1996. A numerical study of the effect of urban geometry upon the surface energy budget. *Atmospheric Environment*, 30(3), pp.487–496.
- SAKAKIBARA, Y. & MATSUI, E., 2005. Relation between heat island intensity and city size indices/urban canopy characteristics in settlements of Nagano basin, Japan. *Geographical Review of Japan*, 78(12), pp.812–824.
- SAKAKIBARA, Y. & OWA, K., 2005. Urban-rural temperature differences in coastal cities: influence of rural sites. *International Journal of Climatology*, 25(6), pp.811–820.
- SAMAALI, M. ET AL., 2007. Analysis of a 3D boundary layer model at local scale: Validation on soybean surface radiative measurements. *Atmospheric Research*, 85(2), pp.183–198.
- SANTAMOURIS, M. ET AL., 1999. A neural network approach for modeling the Heat Island phenomenon in urban areas during the summer period. *Geophysical Research Letters*, 26(3), p.337.
- SANTAMOURIS, M. ET AL., 2001. On the impact of urban climate on the energy consumption of buildings. *Solar Energy*, 70(3), pp.201–216.
- SCHNEIDER, A., FRIEDL, M. A & POTERE, D., 2009. A new map of global urban extent from MODIS satellite data. *Environmental Research Letters*, 4(4), p.44003.
- SNEYERS, R., 1997. Climate chaotic instability: Statistical determination and theoretical background. *Environmetrics*, 8(5), pp.517–532.
- SNEYERS, R., 1992. On the use of statistical analysis for the objective determination of climate change. *Meteorol. Zeitschrift*, 1(5), pp.247–256.
- SOMERS, K. A. ET AL., 2013. Streams in the urban heat island: spatial and temporal variability in temperature. *Freshwater Science*, 32(1), pp.309–326.
- SOUCH, C. & GRIMMOND, S., 2006. Applied climatology: urban climate. *Progress in Physical Geography*, 30(2), pp.270–279.
- SPINONI, J. ET AL., 2015. Climate of the Carpathian Region in the period 1961–2010: climatologies and trends of 10 variables. *International Journal of Climatology*, 35(7), pp.1322–1341. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1002/joc.4059>.
- SPRONKEN-SMITH, R. A. & OKE, T.R., 1999. Scale modelling of nocturnal cooling in urban parks. *Boundary-Layer Meteorology*, 93(2), pp.287–312.

- STEENEVELD, G.J. ET AL., 2014. Refreshing the role of open water surfaces on mitigating the maximum urban heat island effect. *Landscape and Urban Planning*, 121, pp.92–96.
- STEINECKE, K., 1999. Urban climatological studies in the Reykjavik subarctic environment, Iceland. *Atmospheric Environment*, 33(24–25), pp.4157–4162.
- STEWART, I.D. & OKE, T.R., 2012. Local climate zones for urban temperature studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(12), pp.1879–1900.
- STEYN, D. ET AL., 1981. On scales in meteorology and climatology. *Clim Bull*, pp.1–8. Available at: <http://www.scmo.ca/CB/cb150201.pdf>.
- STONE, B. & NORMAN, J.M., 2006. Land use planning and surface heat island formation: A parcel-based radiation flux approach. *Atmospheric Environment*, 40(19), pp.3561–3573.
- STONE, B.J., 2007. Urban and rural temperature trends in proximity to large US cities: 1951–2000. *Int. J. Climatol*, 27, pp.1801–1807.
- STORCH, H. VON & ZWIERS, F.W., 1984. *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge: Cambridge University Press.
- SUGAWARA, H., NARITA, K. & KIM, M.S., 2009. Cooling effect by urban river. In *The seventh International Conference on Urban Climate*. Yokomaha, Japan., pp. 3–6.
- SUN, R. & CHEN, L., 2012. How can urban water bodies be designed for climate adaptation? *Landscape and Urban Planning*, 105(1–2), pp.27–33.
- SUNDBORG, Å., 1950. Local Climatological Studies of the Temperature Conditions in an Urban Area. *Tellus A*, pp.222–232.
- SUOMI, J. & KÄYHKÖ, J., 2012. The impact of environmental factors on urban temperature variability in the coastal city of Turku, SW Finland. *International Journal of Climatology*, 32(3), pp.451–463.
- SZÁSZ, G. & TÖKEI, L., 1997. *Meteorológia mezőgazdákknak, kertészeknek, erdészeknek* G. Szász & L. Tőkei, eds., Budapest: Mezőgazda Kiadó.
- SZEGEDI, S., 2007. A Nagyerdő hatása a városi hősziget térszerkezetére Debrecenben. In Z. Orosz & I. Fazekas, eds. *A Települési környezet konferencia*. Debrecen, pp. 122–127.
- SZEGEDI, S. ET AL., 2013. Examinations on the meteorological factors of urban heat island development in small and medium-sized towns in Hungary. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 8(2), pp.209–214.
- SZEGEDI, S. & KIRCSI, A., 2003a. The Development of the Urban Heat Island under Various Weather Conditions in Debrecen, Hungary. In J. W. Klysik. K., T.R. Oke, K. Fortuniak, C.S.B. Grimmond, ed. *ICUC-5*. Lodz: Proceed. ICUC-5, pp. 139–142.
- SZEGEDI, S. & KIRCSI, A., 2003b. The effects of the synoptic conditions on development of the urban heat island in Debrecen, Hungary. *Acta Climatologica et Chorologica*, 36–37, pp.111–120.
- SZEGEDI, S. & LÁSZLÓ, E., 2012. Park Cool Island Examinations in Debrecen, Hungary. In O. M. et Al, ed. *8th International Conference on Urban Climates and 10th Symposium on the Urban Environment*. Dublin, p. Paper 595.
- SZENTIMREY, T., BIHARI, Z. & SZALAI, S., 2010. Comparison of Geostatistical and Meteorological Interpolation Methods (What is What?). In *Spatial Interpolation for Climate Data: The Use of GIS in Climatology and Meteorology*. pp. 45–56.

- SZYMANOWSKI, M., 2005. Interactions between thermal advection in frontal zones and the urban heat island of Wrocław, Poland. *Theoretical and Applied Climatology*, 82(3–4), pp.207–224.
- SZYMANOWSKI, M. & KRYZA, M., 2012. Local regression models for spatial interpolation of urban heat island—an example from Wrocław, SW Poland. *Theoretical and Applied Climatology*, 108(1–2), pp.53–71.
- SZYMANOWSKI, M., KRYZA, M. & SPALLEK, W., 2013. Regression-based air temperature spatial prediction models: An example from Poland. *Meteorologische Zeitschrift*, 22(5), pp.577–585.
- TAHA, H., 1997. Urban climates and heat islands: albedo, evapotranspiration, and anthropogenic heat. *Energy and Buildings*, 25(2), pp.99–103.
- TAN, J. ET AL., 2010. The urban heat island and its impact on heat waves and human health in Shanghai. *International Journal of Biometeorology*, 54(1), pp.75–84.
- TEULING, A.J. ET AL., 2010. Contrasting response of European forest and grassland energy exchange to heatwaves. *Nature Geoscience*, 3(10), pp.722–727.
- THEEUWES, N.E., SOLCEROVÁ, A. & STEENEVELD, G.J., 2013. Modeling the influence of open water surfaces on the summertime temperature and thermal comfort in the city. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(16), pp.8881–8896.
- TODHUNTER, P.E., 1990. Microclimatic Variations Attributable To Urban-Canyon Asymmetry and Orientation. *Physical Geography*, 11(2), pp.131–141.
- TORRENCE, C. & COMPO, G.P., 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1), pp.61–78.
- TUMANOV, S. ET AL., 1999. Influences of the city of Bucharest on weather and climate parameters. *Atmospheric Environment*, 33(24–25), pp.4173–4183.
- UNGER, J., 2010. A városi hősziget-jelenség néhány aspektusa. *MTA Doktori dolgozat*, p.107. Available at: http://real-d.mtak.hu/274/4/UngerJanos_5_Mu.pdf.
- UNGER, J. ET AL., 2010. Comparison and generalisation of spatial patterns of the urban heat island based on normalized values. *Physics and Chemistry of the Earth*, 35(1–2), pp.107–114.
- UNGER, J., 1996. Heat island intensity with different meteorological conditions in a medium-sized town: Szeged, Hungary. *Theoretical and Applied Climatology*, 54(3–4), pp.147–151.
- UNGER, J., 2004. Intra-urban relationship between surface geometry and urban heat island: review and new approach. *Climate Research*, 27, pp.253–264.
- UNGER, J. ET AL., 2012. *Kisléptékvő Környezeti Klimatológia* J. Unger, ed., Szeged: JATEPress.
- UNGER, J. & SÜMEGHY, Z., 2002. *Környezeti klimatológia. Kisléptékvő éghajlatok, városklimatológia* SZTE TTK., Szeged: JATEPress.
- UNGER, J. & SÜMEGHY, Z., 2001. Land-Use and Meteorological Aspects of the Urban Heat Island. *Meteorological Applications*, 8, pp.189–194.
- UNITED NATIONS, 2014. *World Urbanization Prospects: The 2014 Revision, Highlights (ST/ESA/SER.A/352)*, New York: United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division.

- UNWIN, D.J., 1980. The synoptic climatology of Birmingham's urban heat island, 1965–1974. *Weather*, 35, pp.43–50.
- UPMANIS, H. & CHEN, D., 1999. Influence of geographical factors and meteorological variables on nocturnal urban-park temperature differences-a case study of summer 1995 in Goteborg, Sweden. *Climate Research*, 13(2), pp.125–139.
- VOOGT, J.A. & OKE, T.R., 2003. Thermal remote sensing of urban climates. *Remote Sensing of Environment*, 86(3), pp.370–384.
- WIENERT, U. & KUTTLER, W., 2005. The dependence of the urban heat island intensity on latitude - A statistical approach. *Meteorologische Zeitschrift*, 14(5), pp.677–686.
- WILBY, R.L., 2008. Constructing climate change scenarios of urban heat island intensity and air quality. *Environment and Planning B: Planning and Design*, 35(5), pp.902–919.
- WILBY, R.L., 2003. Past and projected trends in London's urban heat island. *Weather*, 58(August 1999), pp.251–260.
- WILBY, R.L., 2002. Urban Heat Island and Air Quality of London, UK. , pp.1–8.
- WILBY, R.L., O'HARE, G. & BARNSLEY, N., 1997. The North Atlantic Oscillation and British Isles climate variability, 1865-1996. *Weather*, 52(9), pp.266–276.
- WONG, N.H. & YU, C., 2005. Study of green areas and urban heat island in a tropical city. *Habitat International*, 29(3), pp.547–558.
- YAGUE, C., ZURITA, E. & MARTINEZ, A., 1991. Statistical analysis of the Madrid urban heat island. *Atmospheric Environment*, 25B(3), pp.327–332.
- YAMASHITA, S. ET AL., 1986. On relationships between heat island and sky view factor in the cities of Tama River basin, Japan. *Atmospheric Environment (1967)*, 20(4), pp.681–686.
- ZAR, J.H., 2010. *Biostatistical Analysis* Fifth Edit., Essex: Pearson Education Limited.
- ZHANG, Y. ET AL., 2012. Study on Urban Heat Island Effect Based on Normalized Difference Vegetated Index:A Case Study of Wuhan City. *Procedia Environmental Sciences*, 13, pp.574–581.
- ZHOU, B., RYBSKI, D. & KROPP, J.P., 2013. On the statistics of urban heat island intensity. *Geophysical Research Letters*, 40(20), pp.5486–5491.
- ZHOU, J. ET AL., 2011. Maximum nighttime urban heat Island (UHI) intensity simulation by integrating remotely sensed data and meteorological observations. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 4(1), pp.138–146.

Internetes hivatkozások

HTTP1. <https://www.google.com/earth/>

HTTP2. <http://www.agt.bme.hu/gis/qgis>

HTTP3. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>

ÁBRÁK JEGYZÉKE

1. ábra. Városi és vidéki népesség aránya a világon és Európában 1950-2050 között (megfigyelt népességnövekedés fehér alapon, modellezett növekedés kék alapon), (UNITED NATIONS 2014).	1
2. ábra. A városi és a vidéki energiaegyenleg-különbség RSL magasságban nappal és éjszakai időszakban, OKE (1986) nyomán. Jelölések: Q* – teljes sugárzási mérleg; QF – antropogén eredetű hőforrás; QE - látens hőáram; QH – szenzibilis hő-transzport; QG – a vertikális hőáram a természetes felszín felett; ΔQS – az épületek (szenzibilis) hőtárolási fluxusa.	6
3. ábra. A városi hőtöbblet típusai és szinterei.	8
4. ábra. A légköri jelenségek jellegzetes skála definíciói: karakterisztikus idő és horizontális hosszúság alapján (f – frekvencia; N – Brunt-Väisälä frekvencia), Orlanski (1975) osztályozási sémáját követve (ORLANSKI 1975).	9
5. ábra. A város klimatikus skáláinak és vertikális rétegeinek sematikus ábrázolása (OKE 1997).	11
6. ábra. A városi hősziget sajátosságait kialakító és befolyásoló tényezők (OKE 2006a; UNGER ET AL. 2012).	12
7. ábra. A városméret (P lakosság szám logaritmus) és a hősziget-hatás megszűnéséhez szükséges kritikus szélesség (v) összefüggése, OKE & HANNELL 1970 nyomán. ...	21
8. ábra. Az UHI mérési pontjai (A) és a város morfológiai típusai Beregszászban: B– zárt kisvárosi 3-5 emeletes beépítés, C–többszintes panelházak (5-8 szint), kertvárosi beépítés (1-2 emelet), E– nyitott falusias alacsony beépítés, F– ipari terület, G– összefüggő zöldterület a városon belül, H–a vizsgált terület határa, I– városon kívüli referencia pont, J– meteorológiai állomás.	35
9. ábra. Beregszász központja műholdképen (A – bal oldali ábra), illetve a háromdimenziós modellje (B – jobb oldali ábra).	37
10. ábra. Debreceni automata meteorológiai állomás (A – bal oldali ábra) és környezete (ATOMKI) és az Agrometeorológiai Obszervatórium elhelyezkedése (B – jobb oldali ábra).	38
11. ábra. A nempárolgató felszínek aránya Beregszászban, valamint a mérőpontok.	40
12. ábra. Az SVF értéke teljes égboltláthatóság (a) és részleges korlátozás (b) esetén (CHAPMAN ET AL. 2001).	41

13. ábra. Az Envi-met modellel becsült SVF értékek területi eloszlása a városközpontban, Beregszászban.....	42
14. ábra. A nempárologtató felszín arányának és az átlagos hősziget-intenzitás térbeli szerkezetének kapcsolata, (az izotermák 0,2 °C-onként szürke izovonalakkal, a nempárologtató felszín aránya színskálának megfelelően).	49
15. ábra. A NPF ₃ és a hősziget-intenzitás térbeli szerkezetének összehasonlítása, téli (a) és nyári (b) periódus (az izotermák 0,2 °C-ként).	50
16. ábra. A NPF ₃ és a hősziget-intenzitás térbeli szerkezetének összehasonlítása, derült (a) és borús (b) viszonyok esetében (az izotermák 0,2 °C-ként).	51
17. ábra A NPF és a hősziget-intenzitás térbeli szerkezetének összehasonlítása, szélmentes (a) és szeles (b) viszonyok esetében (az izotermák 0,2 °C-onként).....	52
18. ábra. Az éves (Δt év), a nyári „lombos” periódus (Δt nyári), valamint a téli „lombtalan” időszak (Δt téli) átlagos hősziget-intenzitás értékeinek változásai az égbolttakarási index függvényében (a bal oldali ábra GPS-el mért ÉTI értékeket, a jobb oldali ábra az ENVI-met-el modellezett értéke).	54
19. ábra. A derült és borús égbolt alatt mért átlagos mérőponti hősziget-intenzitások változásai az égbolttakarási index függvényében.	55
20. ábra. A szélmentes és szeles időjárási viszonyok alatt észlelt hősziget-erősségek változásai az égbolttakarási index függvényében.	56
21. ábra. A léghőmérséklet (°C, A/I.), a lehűlés és felmelegedés üteme (°Ch ⁻¹ , B/I.) átlagos napi menete a beregszászi szinoptikus és a városklíma mérőállomáson, valamint a beregszászi városi hősziget intenzitásának az átlagos napi menete (°C, C/I). A bal oldali (II.) ábrásor e mutatók szakirodalmi átlagos járását mutatja (OKE 1987; UNGER ET AL. 2012).	61
22. ábra. A beregszászi városi hősziget intenzitás átlagos (A) és az UHI maximális (B) napi mente fűtési (november 1-től március 31-ig) és nem-fűtési (április 1-től október 31-ig) időszakban.	62
23. ábra. A beregszászi átlagos hősziget intenzitás értékei (°C) napszak és évszak függvényében (függőleges tengely, 1–12 + 3 hónap; vízszintes tengely, 1–24 óra) a vizsgált 15 hónapban (2012. január 1-től–2013. március 31-ig).....	63
24. ábra. A beregszászi átlagos városi hősziget intenzitás napi menete, csapadékos és csapadégmentes időjárási körülmények között.	64

25. ábra. A beregszászi éjszakai átlagos hősziget csapadékos és nem-csapadékos időjárási helyzetben.	65
26. ábra. A beregszászi éjszakai és nappali hősziget intenzitás box-plot ábrája a vizsgált időszakban, csapadékos és nem-csapadékos időjárási körülmények között.	66
27. ábra. A beregszászi UHI napi menete különböző felhőtakaró viszonyok között (a felhőtakaró mértékegysége: dekád 0–10 relatív skála).	67
28. ábra. A beregszászi hősziget-intenzitás napi menete különböző szélviszonyok között (a szélesebbesség mértékegysége m s^{-1}).	68
29. ábra. Az átlagos városi szél és az átlagos hősziget-intenzitás napszak és évszak függvényében.	69
30. ábra. A beregszászi éjszakai hősziget függése az szélesebbeségtől és az égbolt borultságtól, Beregszászban.	70
31. ábra. Urbánus és rurális helyszínek közötti lokális hőmérséklet különbség (átlagos, maximális, éjszakai és nappali hősziget-intenzitás) Debrecenben, a 2010-2015 közötti időszakban. Jelölések: piros – éjszakai UHI, kék – átlagos maximális UHI, sárga – nappali UHI, zöld – átlagos napi UHI.	74
32. ábra. Az UHI intenzitás relatív gyakorisága egy fokos hőmérséklet tartományokban, egy óras időközönként Debrecenben 2012-2015 közötti időszakban.	76
33. ábra. Az átlagos, maximális, éjszakai és nappali hősziget-intenzitás gyakoriságok évszakai bontásban. Jelmagyarázat: tél – DFJ, ősz – SON, nyár – JJA, tavasz – MAM.	77
34. ábra. Eltérő időjárási helyzetek alatt kialakult napi maximális hősziget-intenzitások gyakoriság eloszlása: csapadékos, nem csapadékos és AMC időjárási körülmények között.	80
35. ábra. A szezonális városi és a vidéki hőmérséklet felmelegedési és lehülési ütem 2012-2015 közötti időszakra vonatkozólag, Debrecenben.	81
36. ábra. Debreceni átlagos hősziget-intenzitás értékei ($^{\circ}\text{C}$) napszak és évszak függvényében a 2010-2015 közötti időszakban.	82
37. ábra. A debreceni városi és külső állomáson mért relatív nedvesség különbségének menete a 2010-2015 közötti időszakban, a függőleges tengelyen az idő 0-tól 24-óráig.	83
38. ábra. A vízgőznyomás értékeinek alakulása város és vidék összevetésében, januári és augusztusi napon.	84
39. ábra. A városi és a vidéki napi szélesebbesség átlagai Debrecenben a 2012-2015 közötti időszakban.	85

40. ábra. A vidék és város közötti szélsőbesség különbség, Δv [m s^{-1}] a vizsgált időszakban.	86
41. ábra. A szélsőbesség és városi hősziget-intenzitás napi menete a hősziget számára kedvező időjárási helyzetben.	86
42. ábra. Átlagos vidéki szélsőbesség (10 m magasan mért) és az átlagos hősziget-intenzitás (fekete színű izovonalak) napszak és évszak függvényében.	87
43. ábra. Debrecen földrajzi elhelyezkedése és a CarpatClim rácshálózata.	89
44. ábra. A napi átlagos szélsőbesség mért és homogenizált időszora az 1961-2010 közötti időszakban (CC–CarpatClim idősor, AMO–Agrometeorológiai Observatórium időszora).	91
45. ábra. Az UHI kialakulását meghatározó feltételek gyakorisága 1961-2010 közötti időszakban Debrecen környezetében.	92
46. ábra. A kedvező feltételek (AMC) előfordulásának anomália értékei %-ban 1961-2010 közötti időszakban.	93
47. ábra. A kedvező feltételek gyakoriságának havi eloszlása 1961-2010 közötti periódusban.	94
48. ábra. Az AMC havi és szezonális gyakorisági értékei box-plot diagramon az 1961-2010 közötti időszakról (A), valamint havi (C, D) szezonális és az éves (B) eltéréseket 1981/82 töréspont által elválasztott időszakokról (az 1961-1981 és az 1982-2010 közötti időszakokat * jelöli).	95
49. ábra. Az városi hősziget kialakulására kedvező feltételek gyakoriságának trend és töréspont vizsgálata.	97
50. ábra. A debreceni hőmérséklet, csapadék, AMC és a távkapcsolati indexek (NAO, EA, SCA, EA/WR) és a folytonos wavelet transzformáció eredményei. Az árnyalatok a dimenzió nélküli CWT spektrális sűrűségét jelölik. A fekete kontúrvonal az 95%-os szignifikancia szintet. Az x tengely az időt jelöli, az y tengely a periódust.	100
51. ábra. Az AMC és távkapcsolati háttér indexek idősorai közötti összefüggés. Az árnyalatok a dimenzió nélküli XWT spektrál sűrűségét jelölik. A fekete kontúr az 95%-os szignifikancia szintet jelzi. Az a terület, ahol kúphatás torzítja a képet, világosabb árnyalatokban jelenik meg. A nyílak jelölik az idősorok közötti fáziseltolódást, jobbra mutatva, ha fázisban vannak.	102

TÁBLÁZATOK JEGYZÉKE

1. táblázat. Az UHI maximális intenzitása és a település mérete (lakosság szám logaritmus-P) közötti kapcsolat különböző klíma régiókban.....	13
2. táblázat. Az SVF terjedelme és kapcsolata az UHI _{max} intenzitással Európa, Észak-Amerika, Japán és Dél-Korea városainak esetében.	16
3. táblázat. Az antropogén hőtöbblet és a nettó sugárzási egyenleg amerikai, európai és ázsiai városok esetében.	23
4. táblázat. Mediterrán térség városainak hőszigetire vonatkozó eredményei.	29
5. táblázat. Közép-Európa és Nagy-Britannia városaira vonatkozó UHI eredmények.....	30
6. táblázat. Észak-Európa régióra vonatkozó UHI eredmények.....	31
7. táblázat. Beregszász és Debrecen klímanormái 1961-2010 között.	34
8. táblázat. A mérőponti hősziget-intenzitások és a nempárologtató felszín aránya között számított korrelációs együtthatók.	47
9. táblázat. A mérőponti hősziget-intenzitás és a nempárologtató felszín regressziós egyenletei Beregszászban. N – a mérések esetszámát jelöli. A többi alkalmazott jelölés a 8. táblázatnak megfelelően.	48
10. táblázat. Az felszíngeometria és hősziget-intenzitás közötti kapcsolat. A többi alkalmazott jelölés a 8. táblázatnak megfelelően.....	53
11. táblázat. A beregszászi mérőponti hősziget-intenzitás és az égboltláthatósági index (SVF) között fellépő összefüggések összehasonlítása a szegedi eredményekkel, az alkalmazott jelölések a 9. táblázatnak megfelelően.	57
12. táblázat. A mérőponti hősziget-intenzitások és az azokat befolyásoló felszínparaméterek korrelációs együtthatói Beregszászban. T – távolság a város peremétől, ÉTI– égbolttakarási index, a többi alkalmazott jelölés a 9. táblázatnak megfelelően.	58
13. táblázat. A mérőponti hősziget-intenzitás és az azt befolyásoló felszínparaméterek többváltozós regressziós egyenletei és az egyenletekbe beépített paraméterek parciális korrelációs együtthatói Beregszászban. r^2 – a többszörös determinációs együttható, a többi alkalmazott jelölés a 9. táblázatnak megfelelően.	59
14. táblázat. Meteorológiai paraméterek és az éjszakai hősziget közötti összefüggés erőssége, r – korrelációs együttható.....	71
15. táblázat. A többszörös regressziós együtthatók és a meteorológiai paraméterek. Jelölések: Δr^2 – determinációs együttható változása; r – parciális korrelációs együttható.	72

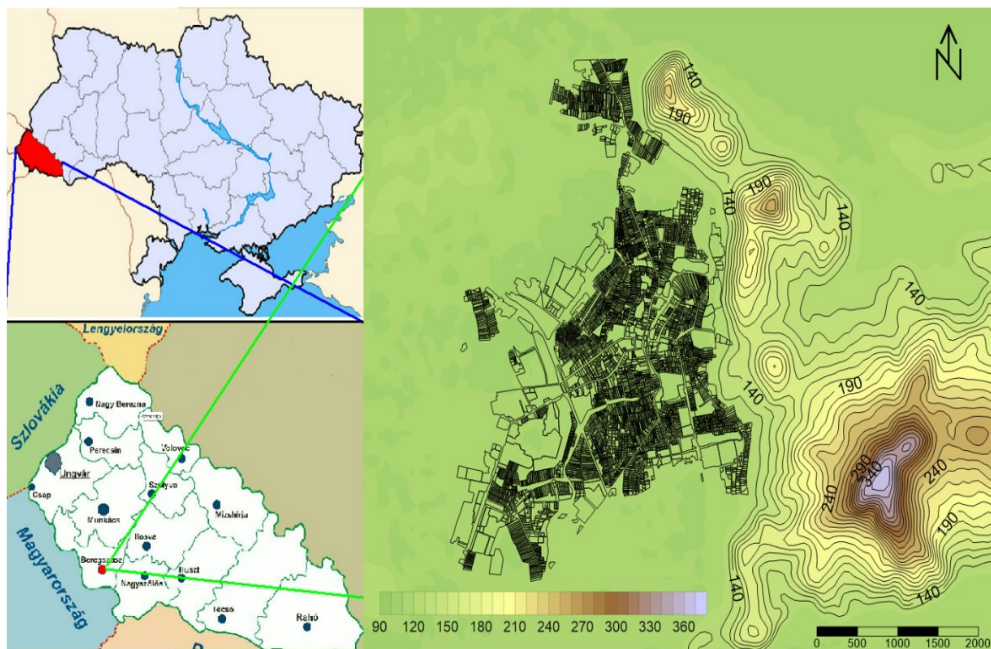
16. táblázat. Többszörös lineáris regressziós modell a bevont időjárási kontrolláló tényezőkkel.
Jelölések: r – többszörös korrelációs együttható; r^2 – többszörös determinációs együttható; sd – becslés hibája; szig. – szignifikancia szint; N – elemszám. 73
17. táblázat. A napi maximális UHI intenzitás és meteorológiai paraméterek statisztikai kedvező (AMC), csapadékos és nem-csapadékos időjárási helyzetekben. Jelölések: értékek és a hozzá tartozó szórások zárójelben; W_{su} és W_{sr} – átlagos szélsősebesség városi és vidék környezetben; CL felhőzettség októberben; max UHI – napi maximális hősziget-intenzitása; N – előfordulás száma évszakonként. 79
18. táblázat. A kedvező feltételek gyakoriságának trend és töréspont értékei az 1961-2010 közötti periódusban, éves, évszakai, hónapos bontásban: szignifikancia szint: * – $p < 0,05$; ** – $p < 0,01$; + emelkedő trend, O – trendmentes; – csökkenő trend. 96

MELLÉKLET

1. melléklet. A városklíma kialakulásához hozzájáruló tényezők a városi határrétegben és a városi tetőszint rétegben (UNGER ET AL. 2012)

A városklíma kialakulásában szerepet játszó tényezők és következményeik	Változások az energiaegyenlegben
Városi határréteg (UBL)	
Nagyobb homályosság: erősebb extinkció	Megnövekedett rövidhullámú sugárzáselnyelés
Kémények, környezetükből kiemelkedő épületek hővesztései	Antropogén hőtöbblet
UCL hősziget a tetők szintjéből erősebb hőáramlást idéz elő	Nő a szenzibilis hőbevétel az UCL irányából
Városi tetőréteg (UCL)	
Nagyobb légszennyezettség: nagyobb elnyelés és visszasugárzás	Több hosszuhullámú sugárzás az égbolt felől
Az épületek és a gépjárművek által a légkörbe juttatott hő	Antropogén hőtöbblet
Az utcák geometriája: nagyobb aktív felszín és többszörös visszaverődés	Megnövekedett rövidhullámú sugárzáselnyelés
Az építőanyagok nagyobb hővezető képessége	Nagyobb szenzibilis hőtárolás
Az utcák geometriája növeli a horizontkorlátozás mértékét	Csökken a hosszuhullámú sugárzási veszteség
A mesterséges felszínborítás kisebb vízáteresztő képessége	Nagyobb lefolyás; csökkenő vízvisszatartás, kisebb evapotranspiráció
Az érdesebb városi felszín: csökkenő szélesebség	Kisebb turbulens hőszállítás

2. melléklet. Beregszász földrajzi fekvése és környezetének domborzata



3. melléklet. Az LCZ-típusok mintaterületei és azok jellemzői (Stewart & Oke 2012)

Beépítettség alapján besorolható típusok	Felszínborítással alapján meghatározott típusok	Szezonális és időszakos felszínborítási változók
LCZ 1 – Kompakt beépítésű terület, magas épületekkel	LCZ A – Fás terület sűrű elhelyezkedéssel	b – lombtalan fákkal jellemezhető terület
LCZ 2 – Kompakt beépítésű terület közepes épületekkel	LCZ B – Fás terület ritka elhelyezkedéssel	s – hótakaró által fedett terület
LCZ 3 – Kompakt beépítésű terület alacsony épületekkel	LCZ C – Bokros és bozótos terület	d – száraz talajjal borított terület
LCZ 4 – Nyitott beépítésű terület magas épületekkel	LCZ D – Alacsony növényzetű terület	w – nedves talajjal borított terület
LCZ 5 – Nyitott beépítésű terület közepes épületekkel	LCZ E – Csupasz sziklával/burkolattal fedett terület	
LCZ 6 – Nyitott beépítésű terület alacsony épületekkel	LCZ F – Csupasz homokkal/talajjal fedett terület	
LCZ 7 – Könnyű szerkezetű terület alacsony épületekkel	LCZ G – Vízzel fedett terület	
LCZ 8 – Kiterjedt terület alacsony épületekkel		
LCZ 9 – Ritkán beépített		
LCZ 10 – Nehézipari terület		

4. melléklet. Az LCZ-típusok mintaterületei és azok jellemzői (Stewart & Oke 2012)

Beépítettség típusok	Jellemzők	Felszínborítási típusok	Jellemzők
LCZ 1 	Sűrű beépítettség, több 10 emelet magas épületek, kevés növényzet, aszfalt borítás.	LCZ A 	Sűrű, fás terület (lombhullató és örökzöld).
LCZ 2 	Sűrű beépítettség, 3-9 emelet magas épületek, kevés növényzet, aszfalt borítás.	LCZ B 	Laza, fás terület (lombhullató és/vagy örökzöld).
LCZ 3 	Sűrű beépítettség, 1-3 emelet magas épületek, kevés növényzet, aszfaltozott borítás.	LCZ C 	Nyílt, bokros és cserjés terület, talaj vagy homok borítottság.
LCZ 4 	Laza beépítettség, több 10 emelet magas épületek, alacsony és szétszórótt növényzet.	LCZ D 	Füves terület, legelő vagy mezőgazdasági terület.
LCZ 5 	Laza beépítettség, 3-9 emelet magas épületek, alacsony és szétszórótt növényzet.	LCZ E 	Sziklás vagy köves terület, kevés növényzet, sivatagi vagy városi közlekedési terület.
LCZ 6 	Laza beépítettség, 1-3 emelet magas épületek, alacsony és szétszórótt növényzet.	LCZ F 	Homokos terület, kevés növényzet, sivatagi vagy mezőgazdasági terület.
LCZ 7 	Sűrű beépítettség, földszintes épületek, durva borítottság.	LCZ G 	Nagy, nyitott (tavak, tengerek) és kis (folyók, víztározók) vízfelületek.
LCZ 8 	Nyitott beépítettség, 1-3 emelet magas épületek, kevés növényzet, köves borítottság.	Szezonális típusok Változó felszíninformáló tulajdonságok, melyek jelentősen befolyásolják a környezet szinoptikus időjárási mintáit (akár mezőgazdasági hatás is).	
LCZ 9 	Nyitott beépítettség, alacsony épületek, nagy mennyiségű növényzet.	b: lombhullató fák	Kopasz fák, alacsony albedó.
LCZ 10 	Ipari beépítettség, magas épületek (tornyok, tartályok, kémények), kemény borítottság.	s: hótakaró	Hótakaró > 10 cm, magas albedó.
		d: száraz talaj	Szikkadt talaj, növekvő albedó.
		w: nedves talaj	Mocsaras talaj, csökkenő albedó.

5. melléklet. A II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola udvarában elhelyezett automata meteorológiai állomás (fotók: Hadnagy István)



6. melléklet. Az UHI erősségek relatív gyakorisága egy fokos hőmérséklet tartományokban, egy órás időközönként, Debrecenben 2012-2015 közötti időszakban

Óra	Éjszakai hősziget intenzitás [°C] egyfokos tartományokra osztva															
	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1					0.07	2.07	31.55	29.77	18.52	10.54	5.77	1.57	0.14			
2					0.07	2.35	31.72	31.86	17.43	9.82	5.33	1.35	0.07			
3					0.36	2.35	33.21	30.37	18.28	8.96	5.26	1.14	0.07			
4			0.07	0.07	0.14	1.92	34.00	31.72	19.35	8.25	3.49	0.92	0.07			
5	0.07				1.57	8.83	44.98	30.04	9.40	3.77	1.07	0.28				
6		0.07	0.57	2.92	10.96	18.43	42.06	17.65	4.56	1.64	0.85	0.28				
7		0.07	0.93	4.13	16.52	21.51	39.67	12.25	2.56	1.28	0.93	0.14				
8		0.57	1.85	6.41	17.37	22.28	38.15	9.54	2.06	1.14	0.57	0.07				
9	0.07	0.50	1.71	5.70	17.02	23.86	39.17	9.54	1.42	0.85	0.14					
10			0.71	3.42	12.25	28.99	42.66	9.83	1.50	0.57	0.00	0.07				
11				0.71	8.04	22.85	54.59	11.67	1.64	0.28	0.14	0.07				
12			0.07	0.21	2.92	14.94	60.67	19.27	1.35	0.50	0.07					
13				0.21	1.14	8.89	56.47	29.66	2.20	0.78	0.36	0.14		0.07		0.07
14				0.50	1.35	8.03	47.48	35.68	4.48	1.28	0.50	0.50		0.07	0.14	
15		0.28	0.43	0.78	2.06	5.34	37.08	41.49	9.82	1.71	0.36	0.21	0.21	0.14	0.07	
16	0.14	0.07	0.57	1.14	2.14	3.63	30.11	41.99	15.87	2.49	1.21	0.36	0.14	0.14		
17			0.28	0.57	1.71	2.92	26.42	43.16	18.16	4.84	1.50	0.28	0.07		0.07	
18					0.43	2.63	24.18	33.00	23.61	11.31	3.41	1.14	0.21	0.07		
19				0.07	0.14	2.13	22.62	27.88	15.86	14.86	9.96	4.98	1.35	0.07		
20				0.07	0.57	1.49	24.18	26.53	17.92	11.52	8.82	6.12	2.63	0.14		
21					0.50	1.85	25.89	27.88	17.43	11.31	8.82	5.05	1.14	0.14		
22					0.28	2.20	26.46	28.52	19.27	11.24	7.11	4.05	0.71	0.14		
23					0.21	2.06	27.67	30.23	18.85	10.95	6.76	2.56	0.64	0.07		
24					0.21	2.28	30.34	29.63	17.66	10.97	6.41	1.99	0.50			

7. melléklet. Az éves és a havi csapadékösszegek az Agrometeorológiai Obszervatórium (Kismacs) mérései alapján.

	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
január	28,5	56,3	21,0	23,6	44,9	38,4	35,9
február	48,5	56,6	14,2	8,4	57,0	29,6	16,5
március	43,6	25,3	35,2	3,4	117,9	11,5	10,4
április	3,0	86,3	14,0	44,2	47,5	26,4	21,8
május	26,4	148,0	46,6	59,9	65,4	78,8	37,9
június	88,7	85,8	28,4	79,6	42,6	27,9	21,1
július	7,4	91,7	219,7	37,7	5,9	73,3	35,0
augusztus	13,1	100,3	39,9	7,5	13,7	71,0	64,9
szeptember	17,2	112,7	4,6	32,2	36,7	65,8	36,3
október	85,1	25,9	17,7	12,4	34,1	74,0	77,3
november	67,8	63,4	0,7	25,9	53,9	20,3	37,7
december	64,6	111,8	84,8	56,4	2,3	34,5	9,3
Összeg	493,9	964,1	526,8	391,0	521,8	551,5	404,0