

MTA Doktori Értekezés

**A VÁROSI HŐSZIGET-JELENSÉG NÉHÁNY
ASPEKTUSA**

Unger János

Szeged

2010

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	3
2. A városklíma	4
2.1. Az urbanizáció időbeli folyamata.....	4
2.2. A városklíma léptéke, kialakulásának elsődleges okai.....	7
2.3. Az energia- és vízegyenleg módosulása a városban.....	10
2.3.1. Városi területek sugárzási mérlege és energiaegyenlege.....	10
2.3.2. Városi területek vízegyenlege és eltérései a természetestől	14
2.4. A hőmérséklet módosulása a városban.....	17
2.4.1. A városi hősziget általános térbeli és időbeli jellemzői.....	17
2.4.2. A hősziget erősségére befolyást gyakorló tényezők	20
2.4.3. A városon belüli zöldterületek hatása a hőmérsékletre.....	23
2.4.4. A hősziget közvetlen hatásai.....	24
2.5. A klímaparaméterek megváltozása – összegző gondolatok	28
2.6. Módszerek a városklíma termikus komponenseinek feltárására	30
2.7. A városklímakutatás rövid történeti áttekintése	32
2.7.1. A külföldi kutatások vázlatos története	32
2.7.2. A magyar kutatások vázlatos története	34
3. Vizsgált terület, adatgyűjtés, alkalmazott módszerek	38
3.1. Szeged földrajzi, éghajlati és városszerkezeti jellemzői	38
3.2. Hőmérsékleti adatgyűjtés	41
3.2.1. Mobil léghőmérséklet mérések.....	41
3.2.2. Felszínhőmérséklet mérések	46
3.3. 2D-s és 3D-s városi felszínparaméterek meghatározása	50
3.3.1. A 2D-s városi felszínparaméterek műholdas kiértékelése	50
3.3.2. A 3D-s városi adatbázis létrehozása	50
3.4. Az SVF számszerűsítésére kifejlesztett térinformatikai eljárás	53
3.4.1. Az SVF közelítése, értékének számítása	53
3.4.2. Korábbi megközelítések az SVF értékének meghatározására városi felszín esetén	55
3.4.3. Algoritmus az SVF számításához	57
3.4.4. Az algoritmus ellenőrzése, tesztfuttatás „városi” felszín esetében.....	60
3.4.5. Az algoritmus paramétereinek meghatározása	62
4. Eredmények.....	64
4.1. A városi hősziget szezonális területi szerkezete.....	64
4.2. A városi keresztmetszeti hőmérsékleti profil jellegzetességei	67
4.3. A hősziget területi eloszlásának többváltozós statisztikus modellje	71
4.3.1. Az egyes városi felszínparaméterek és az UHI között kapcsolat	72
4.3.2. A két városi felszínparaméter és az UHI között kapcsolat	73
4.4. A városi hősziget területi eloszlásának osztályozási típusai	75
4.4.1. A tipizálás elvi kérdései.....	75
4.4.2. Az alkalmazott megközelítések előnyei és hátrányai	75
4.4.3. A szegedi hősziget osztályozási típusai normalizált értékek felhasználásával	78
4.5. Az égboltláthatósággal jellemzett városi felszíngeometria és a hősziget kapcsolata.....	81
4.5.1. Az algoritmus futtatása – az SVF számítás kétféle megközelítési módja	82
4.5.2. Az SVF és az UHI intenzitás kapcsolata Szegeden.....	85
4.6. Városi hősziget mező modellezése légi felszínhőmérsékleti mérések alapján.....	89
4.6.1. A városi léghőmérsékletet meghatározó forrásterület lehatárolása	90
4.6.2. A mért és modellezett hőmérsékleti és UHI mező.....	91

5. Összegzés	96
Irodalom	99
Köszönetnyilvánítás	107

1. Bevezetés

A 20. század második felében felgyorsult és hatalmas méreteket öltött az urbanizáció. A Föld városi népessége jóval nagyobb ütemben növekszik, mint az össznépeség, ezért világszerte (így hazánkban is) mind több ember él urbanizált térségben. Nemcsak a nagyvárosok, hanem már a kisebb méretű települések is jelentősen módosíthatják – a közeli természetes területekhez viszonyítva – a városi levegőkörnyezet szinte valamennyi jellemzőjét. Így a mesterséges tényezők egy helyi éghajlatot, *városklímát* alakítanak ki, amely egy módosulást jelent a pre-urbánus helyzethez képest. Ez a klíma a sugárzás, az energia és a momentum cserefolyamatai megváltozásának eredményeként alakul ki, mely változásokat a település mesterséges beépítése, valamint az emberi tevékenységhez kapcsolódó hő, nedvesség és szennyezőanyag kibocsátása okozza.

A városi klíma kifejlődése során a hőmérséklet mutatja környezetéhez képest a legszembe-tűnőbb módosulást, jellegzetesen elsősorban növekedést, ami a *városi hősziget* formájában nyilvánul meg. Dolgozatomban is erre az igen fontos jelenségre koncentrálok, annak néhány aspektusát elemezve. Természetesen a többi klímaelem, így pl. a légnedvesség, a szél, a rövid- és hosszúhullámú sugárzás is módosul a különböző városi mikrokörnyezetekben, ezért ezen (összetett) hatások vizsgálatának is nagy jelentősége van a városlakók magas számáránya miatt.

Mindez kellőképpen megindokolja a dolgozat témaválasztását. Célom, hogy az SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszékén folyó sokrétű városklímakutatás eredményeinek az elmúlt évtizedre vonatkozó néhány fontosabb, a termikus módosulásokkal kapcsolatos szeletét bemutassam. Az értekezés során időnként egyes, máskor pedig többes számot használok, ami azzal magyarázható, hogy az említett kutatásokat egy csapat végezte a vezetésemmel.

A bevezetés utáni első rész (2. *fejezet*) a városklímának, ezen belül is elsősorban a város termikus módosító hatásának az általános jellegzetességeit tárgyalja (34 oldal). A kutatástörténi rész hazai vonatkozású alfejezete biztosítja a tulajdonképpeni átvezetést a dolgozatban tárgyalt témákhoz.

A második rész (3. *fejezet*) a vizsgált területet, az adatgyűjtést és az alkalmazott módszereket mutatja be, de részben eredményeket (módszer-kifejlesztés) is tartalmaz (26 oldal). Az alkalmazott matematikai-statisztikai módszereket külön nem ismertetem, hiszen ezek széles körben használatosak, részletes leírásuk számos szakkönyvben megtalálható (e.g. *Ezekiel és Fox 1970, von Storch and Zwiers 2003*).

A dolgozat harmadik nagy szerkezeti egysége (4. *fejezet*) a városklímával kapcsolatos szegedi kutatásoknak hat olyan fontosabb eredmény-csoportját foglalja össze, amelyek a PhD dolgozatom 1996-os megvédése utáni időszakhoz köthetők (32 oldal).

Az utolsó rész (5. *fejezet*) összegzi a dolgozat főbb megállapításait (3 oldal), amit befejezésül egy bőséges irodalomjegyzék követ (8 oldal).

2. A városklíma

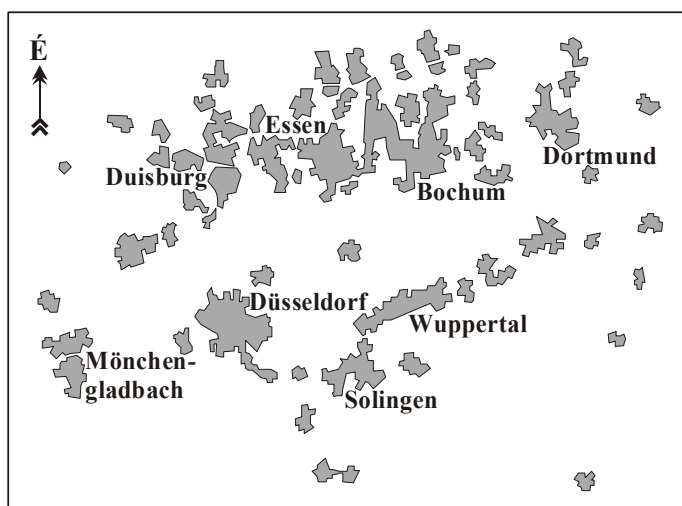
2.1. Az urbanizáció időbeli folyamata

Az emberek kezdeti letelepedésének korától – a kb. tízezer évvel ezelőtti időktől kezdődően – találkozunk a városok említésével. Az i.e. 3-4. évezredből már egész sor nagyvárosról van tudomásunk, ugyanis a folyami kultúrák kialakulása (Mezopotámia, Egyiptom, az Indus és a Sárga-folyó völgye) elősegítette a városok létrejöttét.

Az i.e. 1. évezredben számos nagy település közül kiemelkedik Babilon 3-400 ezer lakosával és közel 300 km²-es területével. Ekkora nagyságú, körülfalazott település később sem jött létre a történelem folyamán. Néhány száz évvel később Karthago és az egyiptomi Théba (6-800 ezer fő) számított nagyvárosnak. A Római Birodalom fénykorában több mint egymillió lakosa volt Rómának és kb. 7-800 ezer Bizáncnak. A lakosság 10%-a élt a 30 db 100 ezer-nél nagyobb városban (kb. 7 millió ember). Ebben a korszakban csupán a kínai Han-birodalom városai vetekedhettek Rómával. Így ez az időszak tekinthető a városiasodás első csúcspontjának.

Az urbanizáció folyamatában a következő fellendülés az arab hódítások idején, a 10. században következett be. A hatalmas birodalom területén kb. 4,4 millió ember élt 22 nagyvárosban, amelyek közül Bagdad lakóinak száma megközelítette az 1 milliót. A középkor vége felé, a 16. században már a távol-keleti fölény volt a jellemző: a világ 10 legnagyobb lélekszámú városa közül 5 Kínában volt (*Chandler and Fox 1974*).

Az európai települések nagyvárosokká fejlődése az ipari forradalom korában (17-18. század) kezdődött, a 20. század első felében pedig az amerikai fejlődés volt szembevetendő. Napjainkban különböző agglomerációk kialakulása figyelhető meg szerte a világban (*2.1.1. ábra*). A legerőteljesebb urbanizáció a harmadik világban jelentkezik, amely csak részben az iparosodás, inkább a robbanásszerű népességszaporulat egyenes következménye (pl. Bombay, Dacca, Kairó, Lagos, Mexikóváros, Sao Paulo) (*2.1.1. táblázat*).



2.1.1. ábra Példa az agglomerációra: a Ruhr-vidék

Az idők folyamán különböző városszerkezeti típusok alakultak ki. Egyes területeken a geometria szabályai tükröződnek vissza a derékszögű utcahálózatban. Így van ez az ókori Rómában, a kínai városoknál és ez a szerkezet jelenik meg jóval később az Újvilágnak nem csupán az északi (pl. New York), hanem a déli földrészen is (pl. Buenos Aires). Ezekkel szemben az arab-iszlám és a középkori európai városok felépítése más. Az arab házak ötletszerűen vannak egymáshoz építve, befelé fordulók, kis belső udvarokkal rendelkeznek (*Mézes 1995*). Európában a római típusú városok az 5-6. század táján szinte teljesen elpusztultak és az első

ezredforduló idején kialakuló új városstruktúrák leginkább az arab stílus szabálytalan sokszögűségét formázták. Jóval később – a 19. századtól kezdődően – sugárutas, körutas városformációkat hoztak létre (pl. Párizs, Budapest, Szeged).

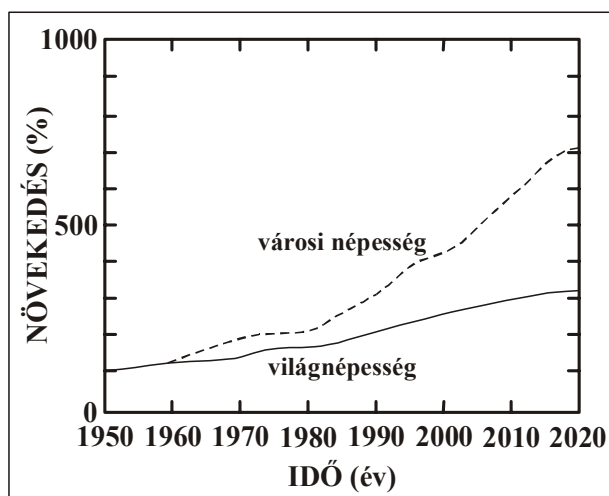
2.1.1. táblázat Néhány nagyváros lakosságszáma 1992-ben és 2009-ben (millió fő) (www.citypopulation.de/)

Nagyváros	1992	2009
Tokió	25,8	33,8
Mexikóváros	15,3	22,9
Delhi	8,0	22,4
Bombay	13,3	22,3
New York	16,2	21,9
Sao Paulo	19,2	21,0
Los Angeles	11,9	18,0
Jakarta	10,0	15,1
Kairó	9,0	14,8
Buenos Aires	11,8	13,8
Peking	11,4	13,2
Dacca	7,4	13,1
Teherán	7,0	12,5
Rio de Janeiro	11,3	12,5
Lagos	8,7	11,4

A különböző korok urbanizációs szintjét jól példázzák a városi lakosság arányszámai az össznépeséghez viszonyítva. Ezek szerint 1800-ban a Föld lakóinak mindössze 2,4%-a, 1900-ban 13,6%-a, 1960-ban 33,6%-a, 1985-ben 41%-a és 2000-ben már 46,6%-a élt városokban. Ehhez kapcsolódóan a 2.1.2. táblázat egy összehasonlítást is lehetővé tesz a fejlődő és a fejlett országok között, mely szerint a városiasodás 20. század folyamán gyorsult fel és az elmúlt néhány évtizedben öltött hatalmas méreteket.

2.1.2. táblázat A városokban élő lakosság száma és aránya a teljes népességhez viszonyítva (1950-2000)

Régiók	1950		1985		2000	
	(%)	(millió)	(%)	(millió)	(%)	(millió)
világ	29,2	734,2	41,0	1982,8	46,6	2853,6
fejlett régiók	53,8	447,3	71,5	838,8	74,4	949,9
fejlődő régiók	17,0	286,8	31,2	1144,0	39,3	1903,7

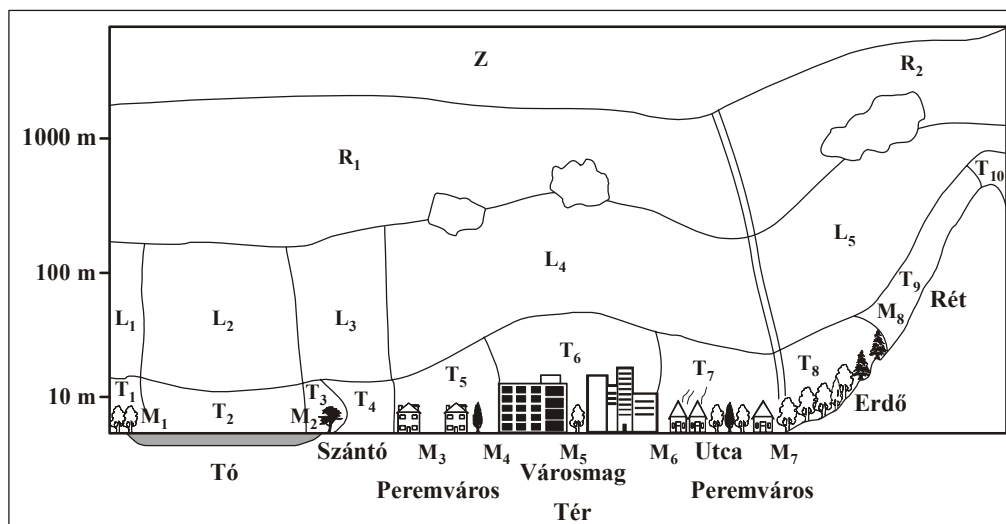


2.1.2. ábra A világnépesség és azon belül a városi lakosság (részben becslt) növekedése 1950 és 2020 között (1950 = 100%) (UN 1993)

Jelenleg világviszonylatban 200 felett van a milliós nagyvárosok száma, folyamatosan nőnek a beépített területek, arányuk a sűrűn lakott országokban a 10%-ot is meghaladja. Magyarországon a népesség kb. 2/3-a lakik városokban (67% – 2006). A jövőre nézve a 2.1.2. ábra mutatja be a világ – részben becsült – relatív népességnövekedését általában és a városi lakosságra vonatkozóan az 1950-2020 közötti időszakban, mely szerint 2020-ra a teljes lakosság várhatóan "csak" kb. háromszorosára, míg a városi kb. hétszeresére növekszik.

2.2. A városklíma léptéke, kialakulásának elsődleges okai

Az előző fejezet szerint napjainkban az emberiség mintegy felét érintik a mesterségesen létrehozott városi környezet terhelései: a környezetszennyezés, a zaj, a felfokozott élettempóval együtt járó stressz és nem utolsósorban a városi légtér – a természetes környezethez képest – megváltozott fizikai paraméterei. A továbbiakban elsősorban a meteorológiai szempontból érdekes módosulásokkal, sajátos jellemzőikkel, kialakulásuk okaival, valamint e módosulásoknak a környezettel való kölcsönhatásaival foglalkozom.



2.2.1. ábra Az éghajlati jelenségek térbeli dimenziói: Z = zonális (makro) klíma, R = regionális (mezo) klíma, L = lokális klíma, T = topoklíma, M = mikroklíma (Yoshino 1975)

A megváltozott városi levegőkörnyezetet csak a különböző léptékű meteorológiai folyamatok eredményeképpen kialakuló éghajlat ismeretében lehet elemezni és ahhoz viszonyítani. A különböző mikroklimák időben igen változékonyak, rövid életűek és jellegzetes kifejlődésük egy adott időjárási helyzethez kötődik. A városokban megfigyelhető mikroklimák tarka mozaikszerűségükkel tűnnek ki. Az utcák, terek, parkok és udvarok mind sajátos éghajlattal rendelkeznek, amelyekben azonban közös vonások is vannak, melyek éppen a lokális (helyi) éghajlat, a városklíma keretében jutnak kifejezésre. A különböző léptékű klímák térbeli egymásra épülését a 2.2.1. ábra mutatja be szemléletesen.

Egy város földrajzi elhelyezkedése az adott nagyléptékű éghajlati zónában, mérete (lakosság, terület), szerkezete, gazdaságának jellege jelentős hatással van a kialakult éghajlati különbségek mértékére. A település és környezetének bizonyos természetföldrajzi adottságai (pl. (a) topográfia – völgy, lejtő, medence, (b) vízparti elhelyezkedés – tenger, nagy tó, ill. (c) felszínjelleg – mocsaras, sivatagos) erősíthetik vagy gyengíthetik az antropogén okok hatására bekövetkező változások szerepét. E változások főbb okozói a következők:

- A természetes felszín részben épületek és vízátnemeresztő felületek, burkolatok (utak, járdák, parkolók) helyettesítik, amelyeket vízelvezető csatornarendszerek egészítenek ki.
- A városi felszín geometriája rendkívül összetett, a térbeli egyenatlanságok horizontálisan és vertikálisan is – az utcák és a parkok felületétől a különböző tetőmagasságokig – igen változatosak.
- A járdák, utak és az épületek anyagainak fizikai tulajdonságai is különböznek az eredeti felszín sajátosságaitól. Pl. általában kisebb albedóval és nagyobb hővezető képességgel rendelkeznek.
- Bizonyos esetekben és időszakokban lényeges szerepe lehet az emberi tevékenység által (ipar, közlekedés, fűtés) termelt és a környezetbe kibocsátott vagy kikerült hő is.

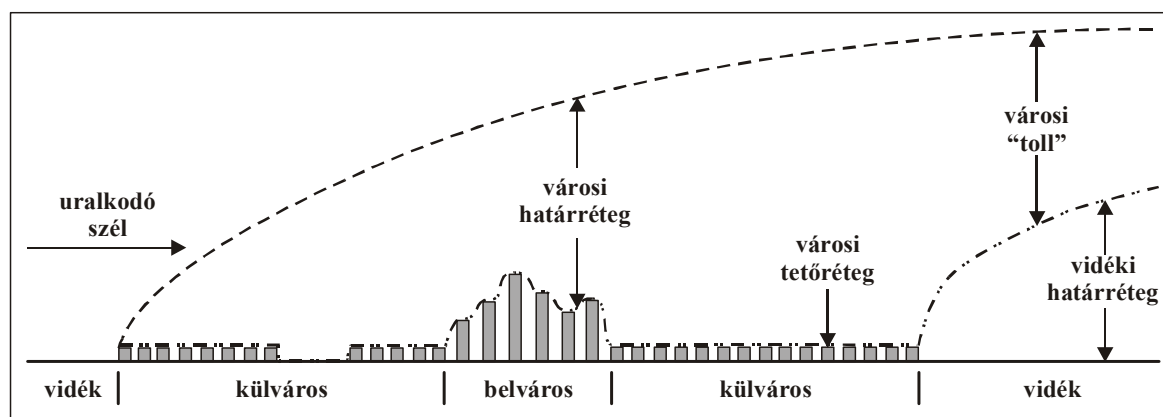
- A sugárzási folyamatok szempontjából fontos tényezők a fűtés, közlekedés és az ipari folyamatok során keletkező idegen anyagok, így a vízgőz, gázok, füst és egyéb szilárd szennyezőanyagok, melyek a várost kevésbé szeles körülmények között leperszerűen vonják be.

A felszín hatása gyakorlatilag a légkör kb. 10 km vastagságú alsó rétegére, a troposzférára korlátozódik. Egy rövidebb (néhány órá – egy napos) időtartamon belül ez a hatás egy még vékonyabb zónára, a planetáris vagy légköri határrétegre terjed csak ki, amelynek természetes felszínek felett **vidéki határréteg** (*rural boundary layer* – RBL) a neve. E réteg jellemzője az erős keveredés (turbulencia), amely egyrészt a felszíni egyenetlenségek felett áramló levegő sűrűlődése miatt, másrészt a felmelegedett felszínről felemelkedő levegő révén jön létre. A határréteg a turbulencia folyamata által kapja hőenergiájának és víztartalmának a nagy részét.

Nappal, amikor a felszínt melegíti a Nap, a hidegebb légkör felé egy felfelé irányuló hőszállítás indul be. Ez az erőteljes termális keveredés a határréteg vastagságát kb. 1-2 km-ig tolja ki. A kisebb mértékű hőszállítás miatt az óceánok felett ez a réteg alacsonyabb, csak kb. 600 m-ig nyúlik fel. Éjszaka, amikor a földfelszín sokkal gyorsabban hűl le, mint a légkör, inverziós rétegzettség alakul ki és a hőszállítás lefelé irányul. Ez megakadályozza, vagy legalábbis igen lecsökkenti a keveredést és a határréteg 100 m-nél is vékonyabbra zsugorodik össze. Így – leegyszerűsítve – ezt a felszín hatásának kitett réteg olyannak képzelhető el, mint amelyik a napi szoláris ciklussal összhangban ritmikusan növekszik és csökken. A Nap éves járásával összhangban kimutatható egy szezonális változás is.

A települések felett kialakuló légrétegződés eltér az átlagos természetes felszínek felett tapasztaltaktól (kivéve a zárt erdőt) és benne két réteget lehet megkülönböztetni (Oke 1976).

Az épületek között, az átlagos tetőszint magasságáig tartóan, kialakul az ún. **városi tetőrétteg** (*urban canopy layer* – UCL), melynek tulajdonságait mikroskálájú (épületekhez, utcákhoz, terekhez, parkokhoz, stb. kapcsolódó) folyamatok irányítják (2.2.2. ábra).



2.2.2. ábra A városi légkör szerkezete enyhe szél esetében: a városi határréteg (UBL) és alatta a városi tetőrétteg (UCL) (Oke 1976). A magassági ábrázolás a szemléltetés miatt túlzott mértékű, a valóságban az UBL meredeksége 1:100 és 1:200 között van.

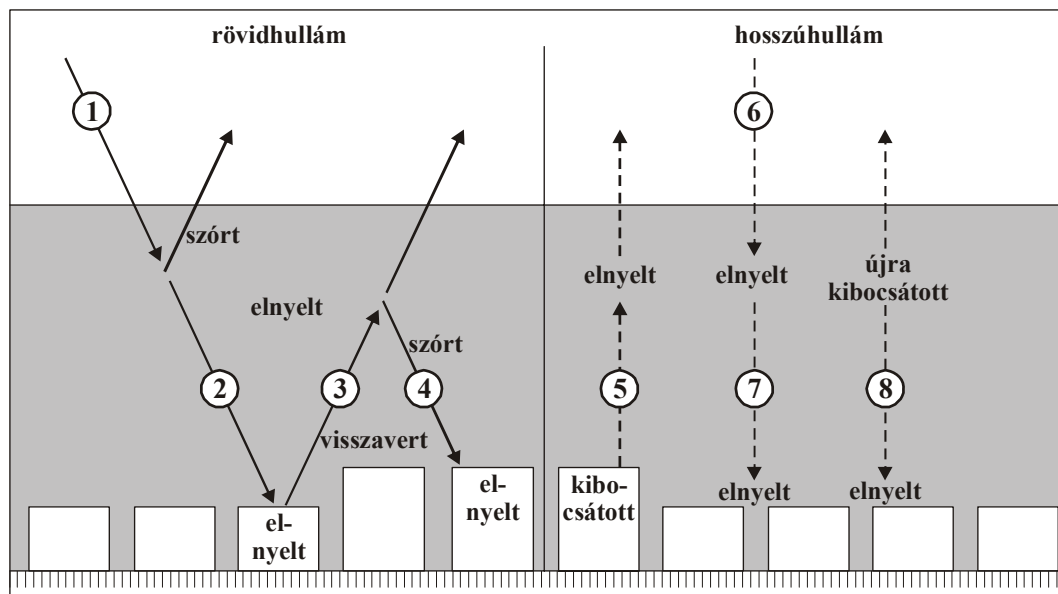
A **városi határréteg** (*urban boundary layer* – UBL) lokális vagy mezoskálájú jelenség, melynek alapja a tetőszint közelében van és jellemzőit az általános városi felszín alakítja ki, magassága jelentős mértékben függ az érdességi viszonyoktól. A nappali UBL szerkezete és dinamikája hasonló a vidéki határrétegéhez, attól eltekintve, hogy általában annál valamivel turbulensebb, melegebb, ezért vastagabb, valamint szárazabb és szennyezettebb. A 2.2.2. ábrán látható, hogy az UBL mint burok vagy **kupola** veszi körül a települést és függőleges kiterjedése meghaladja az RBL magasságát. Enyhe és közepes erősségű szél esetén a városi határréteg egy "toll" (*plume*) vagy "fáklya" formájában elnyúlik a vidéki határréteg felett a széliránynak megfelelően. Így, a településen túl a természetes felszínnek megfelelően kifejlődött RBL felett helyezkedik el ez a – városi levegő tulajdonságait sokszor 10-100 km-es távolságra

is kiterjesztő – réteg. Az éjszakai UBL gyökeresen más, mint vidéki megfelelője. Zavartalan viszonyok között gyakran a 2-300 m-es magasságig is kiterjed és továbbra is jellemző rá a viszonylag erős keveredés, míg az RBL-ben a kisugárzás hatására erőteljes inverziós rétegzettség alakul ki.

2.3. Az energia- és vízegyenleg módosulása a városban

2.3.1. Városi területek sugárzási mérlege és energiaegyenlege

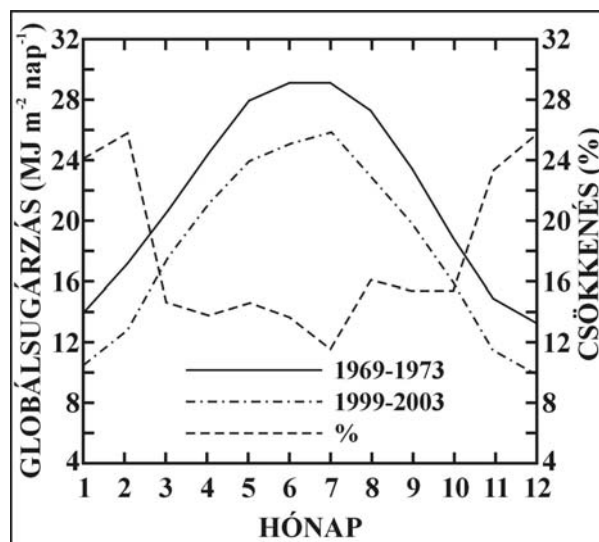
A településnek jelentős módosító hatása lehet a sugárzási mérleg rövid- és hosszuhullámú összetevőire, amelynek okai a levegőben lévő szennyezőanyagokban és a felszín megváltozott sugárzási tulajdonságaiban keresendők.



2.3.1. ábra A rövid- és hosszuhullámú sugárzási folyamatok vázlata a szennyezett városi határrétegben (Oke 1982)

A beérkező (1) és a felszínről visszaverődő (3) napsugárzás a külterületekhez képest erősebben gyengül a szennyezett városi légkörben (2.3.1. ábra). A felszín rövidhullámú sugárzási bevétele ($K\downarrow$), amely a direkt és szórt sugárzásból (2), valamint a légkör által visszatérítettől (4) áll, általában 2-10%-kal kevesebb a városban. Nyáron az intenzívebb feláramlások, a turbulens átkeveredések és a fűtés hiánya miatt kisebb, télen viszont magasabb értékek a jellemzők (Kuttler 1998). Éves szinten például Budapesten átlagosan 8%-os a besugárzás csökkenése (Probáld 1974). Évtizedekkel korábban, a szennyezés és a hozzá kapcsolódó köd (füstköd) pl. a brit városok esetében a téli időszak alatt a beérkező rövidhullámú sugárzás 25-55%-os veszteségét eredményezte. Egy 1945-ös becslés szerint Leicesterben a sugárzáscsökkenés télen 30%-os, míg nyáron csak 6%-os volt (Barry and Chorley 1982). A reggeli és délutáni órákban az alacsonyabb napmagasság miatt a sugarak hosszabb utat tesznek meg a szennyezettebb városi levegőben, ezért ekkor nagyobb a veszteség, mint dél körül. Bécsi mérések szerint a városnak a környezetéhez viszonyított besugárzási vesztesége 30°-os napmagasságnál 15-21%, de a veszteség 29-36%-ra nő, ha a napmagasság 10°-ra csökken. Az elsősorban a fejlődő országokban tapasztalható robbanásszerű városiasodás és az ehhez kapcsolódó folyamatok eredményeképpen egy adott városban néhány évtized alatt is jelentősen megnőhet a veszteség (2.3.2. ábra).

Azonban a városban az albedó általában 0,05-0,10-dal alacsonyabb, mint a közepes szélességek vidéki területein (Oke 1974), vagyis kisebb a visszavert rövidhullámú sugárzás ($K\uparrow$), amit részben az építési anyagok színe és télen a hótakaróval való borítottság mértéke, részben a tagolt felszín (utcák, házak) hatására csapdába eső napsugarak következménye. Így a két hatás eredményeképpen a rövidhullámú sugárzási mérleg (K^*) városi és vidéki értékeiben nem mutatkozik túlságosan nagy különbség.



2.3.2. ábra A globálisugárzás átlagos éves menete Kairó „kevésbé városiasodott” (1969-1973) és „erősebben városiasodott” (1999-2003) időszakában, valamint a két időszak százalékos eltéréseinek éves menete (Robaa 2006)

A hosszúhullámú sugárzás esetében is egymást kioltó folyamatok lépnek fel (2.3.1. ábra). A kialakuló hősziget a magasabb hőmérsékletű felszín egy megnövelt kisugárzást eredményez (5). Ennek jelentős része elnyelődik a szennyezett légrétegben és visszasugárzódik a felszínre a bejövő égboltsugárzás (6) egy részével együtt (7), emellett a városi légtér meleg levegője is bocsát ki sugárzást (8). Éjszaka ez az egyesített hosszúhullámú bevétel egy kicsit nagyobb a városban, mint a külterületen és esetleg nappal is nagyobb maradhat a napsugárzás által felmelegített szennyezőanyagok miatt.

Tehát az urbanizáció hatására megnő mind a hosszúhullámú bevétel ($L\downarrow$), mind a kiadás is ($L\uparrow$), ezért a hosszúhullámú sugárzási mérlegek (L^*) különbsége nem nagy a két területen. Így a teljes sugárzási mérlegnek ($Q^* = K^* + L^* = K\downarrow - K\uparrow + L\downarrow - L\uparrow$) a város és a külterület közötti különbsége általában nem jelentős, rendszerint 5%-nál kevesebb (Oke 1982). Számszerű példaként a 2.3.1. táblázatban szereplő értékek szolgálnak.

2.3.1. táblázat A sugárzási mérleg tényezői és az antropogén hőtermelés (Q_F) (Wm^{-2}) a városban és környékén a nap különböző időpontjaiban nyáron (Cincinnati, Ohio)

	Központi negyed			Környező vidék		
	08h	13h	20h	08h	13h	20h
$K\downarrow$	288	763	-	306	813	-
$K\uparrow$	42	120	-	80	159	-
L^*	-61	-100	-98	-61	-67	-67
Q^*	184	543	-98	165	587	-67
Q_F	36	29	26	-	-	-

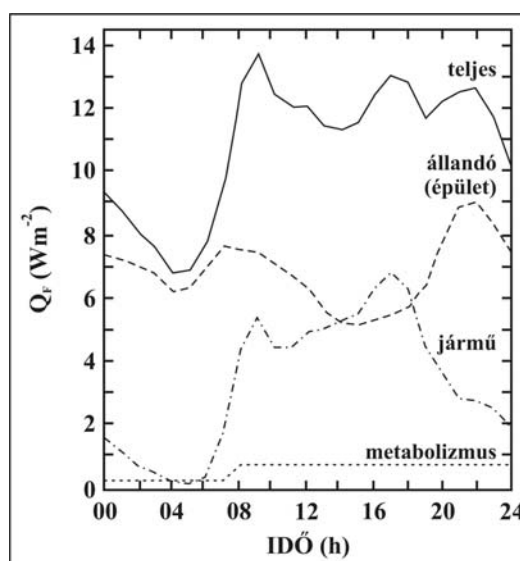
A teljes városi határréteg (UBL) viszonylatában a városi felszín és a felette lévő levegő közötti – területileg átlagolt – energia-cserefolyamatokat kell figyelembe venni. Ekkor a „felszín” a városi tetőréteg (UCL) és az UBL közötti határfelületet jelenti. Az itt keresztülhaladónak tekintett energiaáramlás nem más, mint az egyes UCL-egységekről (tetők, fák, gyepek, utak, stb.) kiinduló áramlások összegzése egy nagyobb területű, adott beépítettségi típussal jellemzett városrészre. Egy ilyen városrésznyi felszín közepe tájára vonatkozó energiaegyenleg a következőképpen alakul (ha az advektív hatástól el lehet tekinteni):

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S \quad (2.3.1-1)$$

ahol Q_H és Q_E – a légkör irányába (irányából) történő konvektív szállítású érzékelhető és látszó hőszállítás, Q_F – az antropogén hőtermelés és ΔQ_S – a hőtárolás változása.

2.3.2. táblázat A teljes sugárzási mérleg (Q^*) és az antropogén hőtermelés (Q_F) átlagértékeinek összehasonlítása különböző városok esetében (Oke 1988a, Kuttler 2006)

Város	Időszak	Q^* (Wm^{-2})	Q_F (Wm^{-2})	Lakossűrűség (fő/ km^2)	Energiafelhasználás ($MJ \times 10^3$ /fő)	Vizsgált időszak
Fairbanks (64°É)	év	18	6	550	314	1967-75
Reykjavik (64°É)	év	90	35	2.680	1.100	1992
Sheffield (53°É)	év	56	19	10.420	58	1952
Moszkva (56°É)	év	42	127	7.300	530	1970
Ny-Berlin (52°É)	év	57	21	9.830	67	1967
Chorzów (50°É)	év		82			1965
Vancouver (49°É)	év	57	19	5.360	112	1970
Budapest (47°É)	év	46	43	11.500	118	1970
	nyár	100	32			
	tél	-8	51			
Montreal (45°É)	év	52	99	14.102	221	1961
	nyár	92	57			
	tél	13	153			
Manhattan (40°É)	év	93	159	28.810	169	1967
	nyár		53			
	tél		265			
Oszaka (35°É)	év		26	14.600	55	1970-74
Los Angeles (34°É)	év	108	21	2.000	331	1965-70
Hong Kong (22°É)	év	~110	4	37.200	34	1971
Szingapúr (1°É)	év	~110	3	3.700	25	1972



2.3.3. ábra Az antropogén hőtermelés (Q_F) tényezőinek napi menete egy külvárosi területen (1987. január 22., Vancouver, Kanada) (Grimmond 1992)

Ha a fűtőanyag-felhasználás térbeli és időbeli mennyisége és eloszlása rendelkezésre áll, akkor a Q_F tényezőt ki lehet következtetni, közvetlenül azonban nem lehet meghatározni a ter-
repi mérések során. Ezért a gyakorlatban megmért energiaegyenlegek ezt a tagot nem tartal-
mazzák elkülönülten, hanem hatása a többi tényező egyikében-másikában jelentkezik. A mér-
sékelt égővben nyáron a Q_F tényező tipikus napi átlaga az elővárosi $5 Wm^{-2}$ -tól a belvárosi $50 Wm^{-2}$ -ig ingadozik. Ezek az értékek a legtöbb esetben a mérési hibahatáron belülre esnek, ezért ekkor általában elhanyagolhatónak tekinthetők (Oke 1988a). Északi fekvésű, vagy na-
gyon sűrű beépítettségű városok esetében azonban a Q_F szerepe felértékelődik, ezért ott feltét-
lenül számításba kell venni (2.3.2. táblázat). Pl. Moszkva, Montreal és Manhattan esetében az
átlagos éves értékek nagyobbak, mint a teljes sugárzási mérleg. A magas értékek a nagy lakó-

sűrűség vagy az egy lakóra jutó nagy energiafelhasználás következményei. Az alacsony szélességeken fekvő Hong Kong és Szingapúr esetében viszont a Q_F igen csekély mértékű.

Az antropogén hőtermelés napi menetében kimutatható egy reggeli és egy késő délutáni-kora esti csúcs (2.3.3. ábra), évszakosan pedig egy téli (hidegebb éghajlatokon a fűtés miatt) és/vagy egy nyári (melegebb éghajlatokon a hűtés miatt) csúcs.

Általánosságban megállapítható, hogy a látens hő szerepe a vidéki területekhez képest tovább csökken, de nagysága távolról sem elhanyagolható (2.3.3. táblázat). Az is kitűnik, hogy a város hőtárolásának változása (ΔQ_S) általában jelentősen nagyobb, mint a külterületé, amely néhány építési anyagnak a természetes felszínhez képest valamelyest jobb hővezető képességével és nagyobb hőkapacitásával magyarázható. Ennek a jelentősége hangsúlyosabb az éjszaka folyamán, amikor a tárolási tényezőnek a városban és a külterületen is nagyobb szerepe van az energiaegyenlegben, és így fontossá válhat a magasabb városi hőmérséklet fenntartásában.

2.3.3. táblázat Az energiaegyenleg összetevőinek tipikus arányai az átlagos napi sugárzási mérleghez viszonyítva a külterületen, az elővárosban és a belvárosban (Oke 1982)

Beépítettség típusa	$\Delta Q_S/Q^*$	Q_H/Q^*	Q_E/Q^*
külterület	0,15	0,28	0,57
előváros	0,22	0,39	0,39
belváros	0,27	0,44	0,29

Az előzőek szerint a külterületi és városi felszínek eltérő energiaegyenleggel jellemezhetők, aminek oka nagyrészt a rendelkezésre álló nedvesség különbségeiben keresendő. Ha mindkettő felszín nedves (pl. csapadékhullás idején vagy utána), akkor az eltérések kicsik. Száraz időszakban viszont a város egyre inkább az érzékelhető hő egy viszonylagosan nagy helyi forrásává válhat (noha száraz környezetben fekvő települések esetén a városi területek egy részének öntözése mérsékelheti, vagy akár meg is fordíthatja ezt a tendenciát).

Összességében megállapítható, hogy az urbanizáció hatására az energiaegyenlegben az érzékelhető és a tárolt hő szerepe megnő a látens hő rovására. A 2.3.4. táblázat számszerűsített összefoglalást nyújt a nappali összetevőkről egy kb. egy millió lakosú nagyváros és környezete esetében. A valóságban természetesen az értékek széles spektrumáról van szó, a közölt adatok csak tájékoztató jellegű, átlagos értékek.

2.3.4. táblázat A teljes sugárzási mérleg és az energiaegyenleg tényezőinek értékei (Wm^{-2}) egy hipotetikus városban és környezetében (közepes szélességen fekvő egymillió város, derült és szélcsendes napon délben). A külváros lakóövezet kb. 50%-os zöldfelülettel, a belváros pedig egy sűrű beépítettségű vegyes (kereskedelmi és lakó) övezet 10-20%-os zöldfelülettel (Oke 1988a).

	Külterület	Külváros	Belváros
$K\downarrow$	800	776	760
$K\uparrow$	160	116	106
K^*	640	660	654
$L\downarrow$	350	357	365
$L\uparrow$	455	478	503
L^*	-105	-121	-138
Q^*	535	539	516
Q_F	0	15	30
Q_H	150	216	240
Q_E	305	216	158
ΔQ_S	80	122	148
albedó	0,20	0,15	0,14
emisszivitás	0,96	0,95	0,95
felszínhőm.	300 K	304 K	308 K

2.3.2. Városi területek vízgyenlege és eltérései a természetestől

A természetes felszínek talaj-növény-levegő rétegének, mint rendszernek a vízgyenlege a következő tényezőkből tevődik össze:

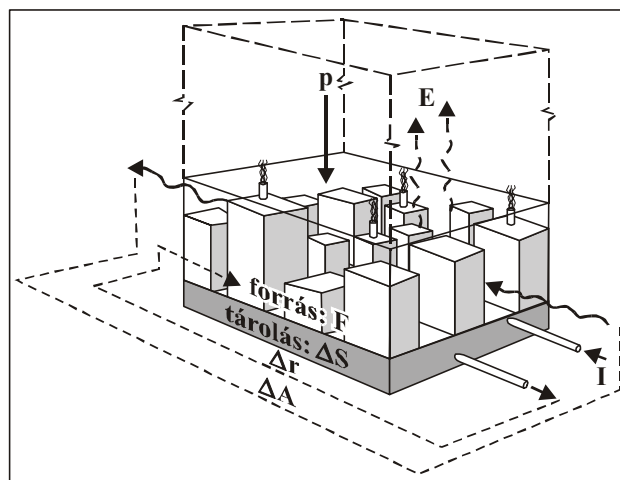
$$p = E + \Delta r + \Delta S + \Delta A \quad (2.3.2-1)$$

ahol p – a csapadék, E – az evapotranspiráció (a növényzet és az egyéb felszínek együttes párakibocsátása), Δr – a nettó lefolyás, ΔS – a rétegben tárolt vízmennyiség növekedése vagy csökkenése és ΔA – az advekciónak útján a rétegbe oldalirányból belépő vagy kilépő (levegőben szállítódó) vízcseppek és vízpára nettó mennyisége. A városi felszín talaj-épület-növény-levegő rendszerének vízgyenlege a természeteshez képest újabb tagokkal bővül:

$$p + F + I = E + \Delta r + \Delta S + \Delta A \quad (2.3.2-2)$$

ahol F – az antropogén folyamatok által a városi légtérbe jutó víz és I – a folyókból, víztározókból és egyéb víznyerő helyekről a városba szállított víz. A mérleg arra a rétegre vonatkozik, amely addig a talajmélységéig terjed ki, ahol a függőleges értelemben vett átszivárgás már elhanyagolható (2.3.4. ábra).

Az F tényező egyrészt az ipari termelésnél, a közlekedésnél és a háztartásoknál végbemennő égési folyamatok melléktermékeként felszabaduló vízpárát összegzi, ugyanis jelentős mennyiségű pára keletkezik a fosszilis tüzelőanyagok (földgáz, fűtőolaj, üzemanyagok és szén) elégetésekor. Másrészt a hőerőműveknél és különböző ipari folyamatoknál alkalmazott hűtőtornyok, hűtőtavak és -folyók által nagymértékben megnövelt párolgás révén a rendszerbe kerülő víz is ide tartozik.



2.3.4. ábra A városi felszín (réteg) vízgyenlegének tényezői vázlatosan (Oke 1987)

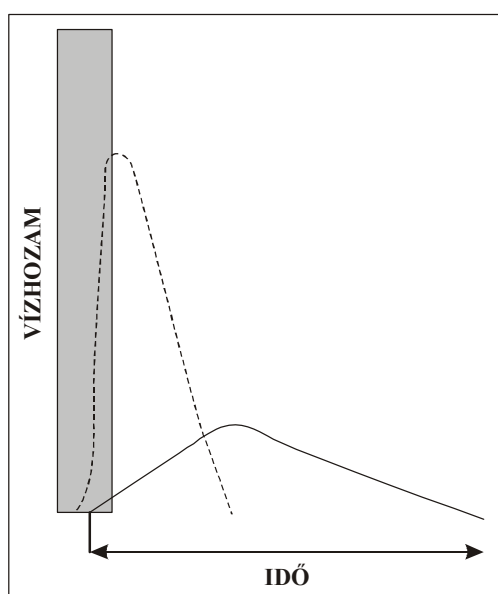
Ha a város területén található víznyerő helyek már nem, vagy – pl. szennyezettség miatt – nem megfelelő szinten tudják csak kielégíteni a lakossági, ipari és egyéb (pl. turisztika, pihenés) felhasználók megnövekedett igényét, akkor szükség van a távolabbi vidékekről vagy a mélyebb rétegekből (pl. rétegvíz) a rendszerbe szállított vízre (I). Ezt a vízforgalmat viszonylag könnyű számszerűsíteni a szolgáltatók adatai alapján. Ez a vízmennyiség a rendszert lefolyás és evapotranspiráció útján hagyja majd el. Az F és az I olyan anyagáramlások, amelyeket közvetlenül emberi döntések szabályoznak és az emberi tevékenységek általános napi és évszakos ritmusával vannak összhangban.

A következőkben összehasonlítjuk a városi (talaj-épület-növény-levegő) rendszer és a környező, nem urbanizált vidék természetes (talaj-növény-levegő) rendszer vízgyenlegének

tényezőit. Az egyszerűbb tárgyalás érdekében feltételezzük, hogy mindkettő jelentős horizontális kiterjedéssel bír, valamint az adott rendszeren belül a felszíni összetevők szerkezete hasonló és nem változik jelentősen a helytel. Ekkor az advektív tényező (ΔA) mindkét esetben elhanyagolható.

A városi rendszer vízbevétele nagyobb a természetesénél, mivel a (2.3.2-2) egyenlet bal oldalán az F és I tényezők még hozzáadódnak a csapadék (p) mennyiségéhez. Egyébként a város közelében, az antropogén eredetű kondenzációs magvak többlete miatt, megemelkedhet a csapadékösszeg is. Az erre irányuló vizsgálatok szerint ez különösen igaz a záporos csapadékokra. Másrészt, általában a városi evapotranspiráció (E) és a ΔS kisebb mértékű, mint vidéken, ugyanis a településeken az eredeti növényzetborítottság nagy része megszűnik és a növényzet helyére kevésbé párologtató burkolatok, tetők kerülnek. Habár a város összetett felszíne egy megnövekedett felfogófelületet jelent a csapadék számára, a városi anyagok rossz vízáteresztő képessége ezt jelentősen ellensúlyozza, emiatt a felszín alá bejutó és így ott tárolt víz (ΔS) mennyisége kisebb a vidékinél. Ebből adódóan a városi területeken az egyenleg jobb oldalának harmadik tényezője, a lefolyás (Δr) megnövekszik a természeteshez képest. A növekmény egyik része abból adódik, hogy a beszállított víz (I) részben szennyvízként távozik a csatornarendszereken keresztül, a másik része pedig az előbb említett felszíni építőanyagok "vízállóságából" és a kiképzett vízelvezető árkok és csatornák működéséből adódik.

Az egyik legsúlyosabb, időjárással kapcsolatos katasztrófát a városokban fellépő áradások jelentik a nagyszámú áldozat és a hatalmas anyagi károk miatt. Habár az egész vízgyűjtő terület hozzájárul a vízmennyiség megnövekedéséhez, a városi területek jelentősen felerősítik és felgyorsítják az árhullám kialakulását, mivel – mint ahogy az előbb említettük – az eredetileg vízáteresztő talaj helyére került burkolatok lerövidítik az eső- vagy olvadékvizek eljutásának idejét a vízfolyásokba. A településeken létesített elvezető árkok és csatornák ezt az időt tovább csökkentik, aminek elsődleges hasznaként normál esetben gyorsan szárazzá és így használhatóvá válnak a közlekedési útvonalak, viszont az esetlegesen kialakuló magasvíz (árvíz) kockázata jelentősen megnő. A természetes felszínek ugyanis elősegítik, hogy a csapadék beszívárogjon a talajba, ahol részben eltárolódik, részben pedig továbbáramlik a talajvíz szintjébe. Még nagyon heves esőzések esetében is eléggé visszafogott a lefolyás. Növényzettel borított területeken sok víz fogódik fel időlegesen a leveleken és ágakon, majd onnan párolog el. Az erdei avar is hatékony víztároló közeg. Így egy adott területen a lefolyás mértéke a heves esőzések idején a vízáteresztő és vízátnemeresztő felszínek arányának a függvénye.



2.3.5. ábra (a) Intenzív esőzés (szürke oszlop) által okozott áramlás vízhozamának vázlatos időbeli menete városi (---) és vidéki (—) területen (Landsberg 1981), (b) Melbourne utcái egy heves esőzés után (1972. február)

A 2.3.5a. *ábra* a vízhozam – egységnyi idő alatt átáramló víz – mennyiségének menetét mutatja be vázlatosan intenzív esőzés esetén egy olyan vízgyűjtő medencében, ahol először még természetes a felszín, majd később az erős városiasodás hatására jelentősen megnő a vízátnemerestő felületek aránya. A természetes felszín esetében a vízhozam viszonylag lassan emelkedik, mivel a lehulló víz nagy része eltárolódik a talajban, illetve elpárolog. A tetőzés mérsékelt, majd utána lassú az apadás. Ezzel ellentétben a városias felszínnél a vízhozam emelkedése igen meredek és magas a tetőzési szint, amit gyors csökkenés követ. Ez a hirtelen áradat kiterjedt károkat okozhat az alacsonyabban fekvő városrészekben (2.3.5b. *ábra*).

2.4. A hőmérséklet módosulása a városban

A városi és a természetes felszínek eltérő energiaháztartásának eredményeképpen általában hőmérsékleti többlet, ún. **városi hősziget** (*urban heat island* – UHI) alakul ki a város légtérében ill. a felszínén, valamint az alatta lévő rétegekben is néhány méteres mélységig. Ezek természetesen összefüggnek, de keletkezésük folyamataiban, időbeli dinamikájukban lényeges eltérések vannak. Itt most elsősorban a légtér melegebb voltával foglalkozunk, amelyen belül a rétegzettségének megfelelően két hősziget (UCL és UBL) különböztethető meg, de ha külön nem jelezzük, akkor a megállapítások általában – az ember közvetlen levegőkörnyezetében lévő – UCL-ben kifejlődött hőszigetre vonatkoznak. A 2.4.1. táblázat összefoglalja azokat a tényezőket és hatásokat, amelyek a felmelegedéshez vezetnek a városi tetőrétegben.

2.4.1. táblázat A városi hősziget kialakulásának okai (nem fontossági sorrendben) az UCL-ben (Oke 1982)

<i>Változás az energia-egyenlegben</i>	<i>Városi hatótényező</i>	<i>Városi hatás</i>
K* megnövekszik	utca geometria	megnövekedett felszín és többszörös visszaverődés
L↓ megnövekszik	légszennyezés	nagyobb elnyelés és visszasugárzás
L* csökken	utca geometria	horizontkorlátozás növekszik (égboltláthatóság csökken)
Q _F	épületek és közlekedés	közvetlen hőtöbblet
ΔQ _S megnövekszik	építési anyagok	nagyobb hőátadó képesség
Q _E csökken	építési anyagok	kisebb „vízáteresztés” a felületen (nagyobb beépítettség – burkoltság)
konvektív (Q _H + Q _E) hőszállítás csökken	utca geometria	kisebb szélesség

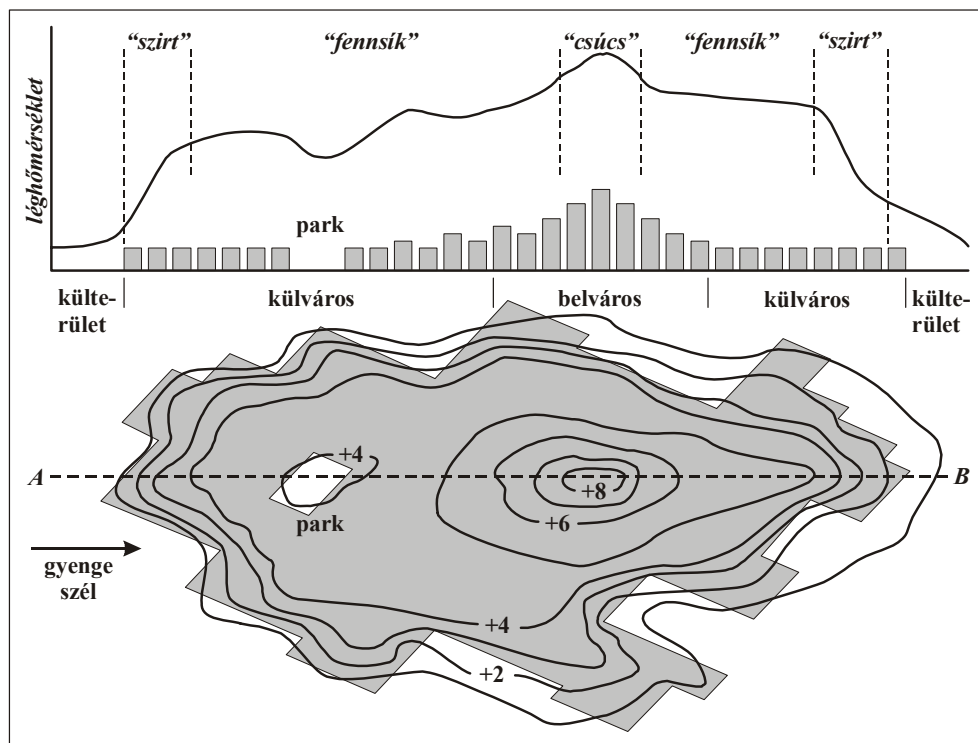
2.4.1. A városi hősziget általános térbeli és időbeli jellemzői

A 2.4.1. ábra a városi hősziget területi szerkezetét mutatja be, amely igen jól érzékelteti, hogy mennyire találó a sziget elnevezés. Az izotermák rendszere egy „sziget” alakját rajzolja ki, amelyet a vidéki környezet nála hűvösebb levegőjű „tengere” vesz körül. A külterületek felől a belváros felé haladva a település peremvidékén erőteljesen megemelkedik a hőmérséklet, itt a horizontális hőmérsékleti gradiens a 0,4°C/100 m értéket is meghaladhatja („szirt” vagy „part”). Ezt követően lassú, de viszonylag egyenletes az emelkedés („fennsík”), amelyet csak a közbeékelődő parkok, tavak, egyéb városi objektumok eltérő energiaegyenlege módosít valamennyire. A sűrűn beépített belvárosban észlelhető a legmagasabb hőmérséklet („csúcs”) (Oke 1987). Az is megfigyelhető az ábrán, hogy gyenge szél hatására az izotermák kissé eltolódnak a légáramlás irányának megfelelően. Természetesen ilyen viszonylag szabályos alakzat csak olyan időjárási helyzetekben jön létre, amely kedvező a kisebb léptékű klimatikus folyamatok kialakulásához, általában csak rövid ideig áll fenn és változik is az idő múltával. A hősziget **intenzitása** (ΔT) a városi és külterületek szabad felszíne felett mért hőmérsékletek különbségével definiálható.

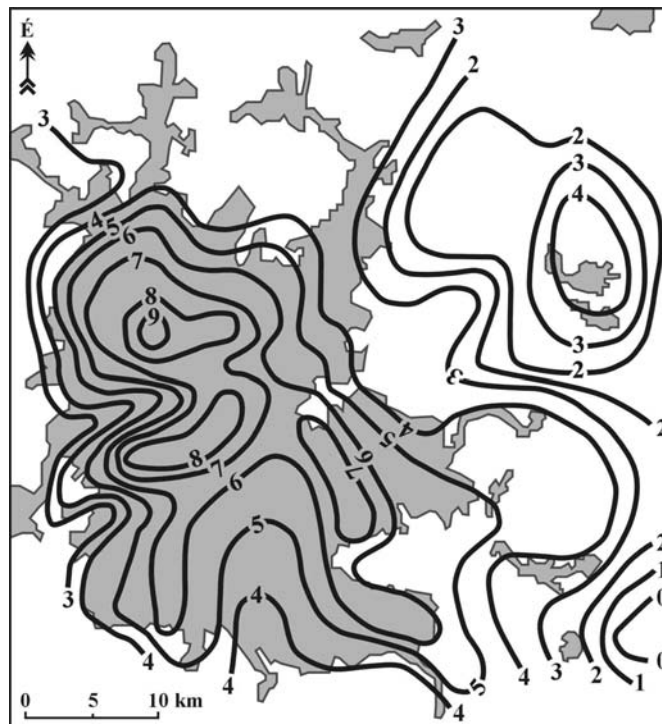
A hőmérsékleti mező szerkezete alapján egyébként két típus különíthető el, aszerint, hogy az izotermák egy egymaximumú hőszigetet, vagy egy több helyi maximummal rendelkező ún. „**hősziget-csoportot**” jelölnek-e ki (2.4.2. ábra).

A horizontális méretek mellett a hőszigetnek van egy vertikális, a közvetlen városi felszín fölé nyúló (UBL) kiterjedése is. A hőmérsékleti különbségekben kimutatható egy magassági függés, amely szerint a legnagyobb különbségek a város és a külterület között a felszín közelében jelentkeznek, majd a különbség a magassággal csökken. Általában a hősziget-jelenség néhányszor 10 m-től 2-300 m magasságig terjed ki. Jó kisugárzási feltételekkel rendelkező éjszakákon a város felett egy ideig szinte nem, vagy csak alig változik a hőmérséklet (a függőleges profil csaknem izotermikus), míg a környező területeken erőteljes talajmenti sugárzási

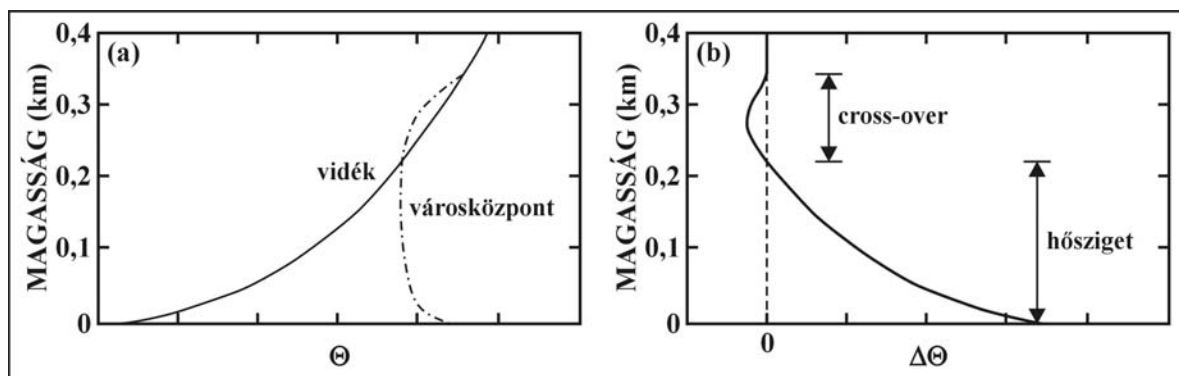
inverzió fejlődik ki, vagyis a hőmérséklet felfelé növekszik (2.4.3. ábra). Ennek következtében egy viszonylag vékony felszínközeli réteget elhagyva a levegő már melegebb a vidéki, mint a városi terület felett, így ebben a magasságban a hősziget ellenkező előjelűvé válik, kialakul az ún. **cross-over jelenség** (Duckworth and Sandberg 1954).



2.4.1. ábra A városi hőmérsékleti többlet vázlatos keresztmetszeti képe (AB mentén) és horizontális szerkezete ideális körülmények között (Oke 1982 után)

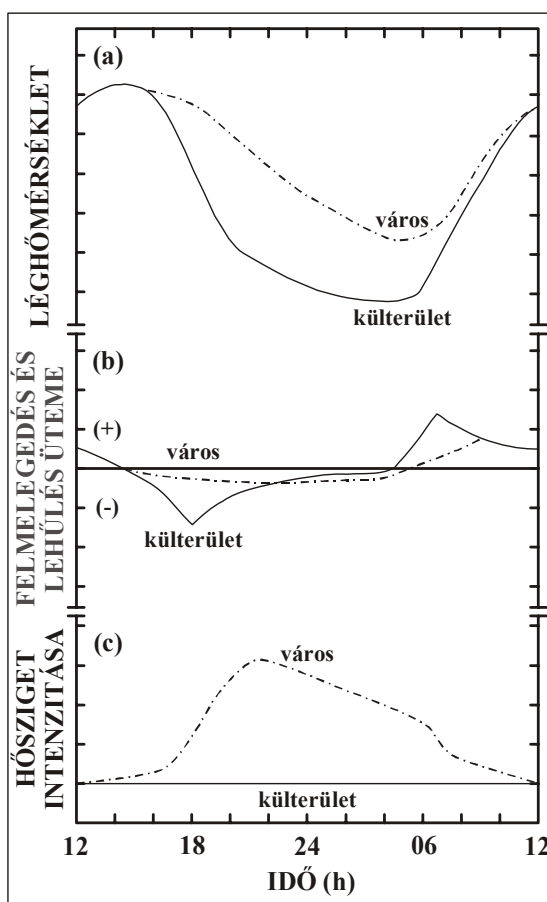


2.4.2. ábra Példa a hősziget-csoportra: az átlagos minimum hőmérséklet eloszlása Mexikóvárosban (1981. november) (Jauregui 1986)



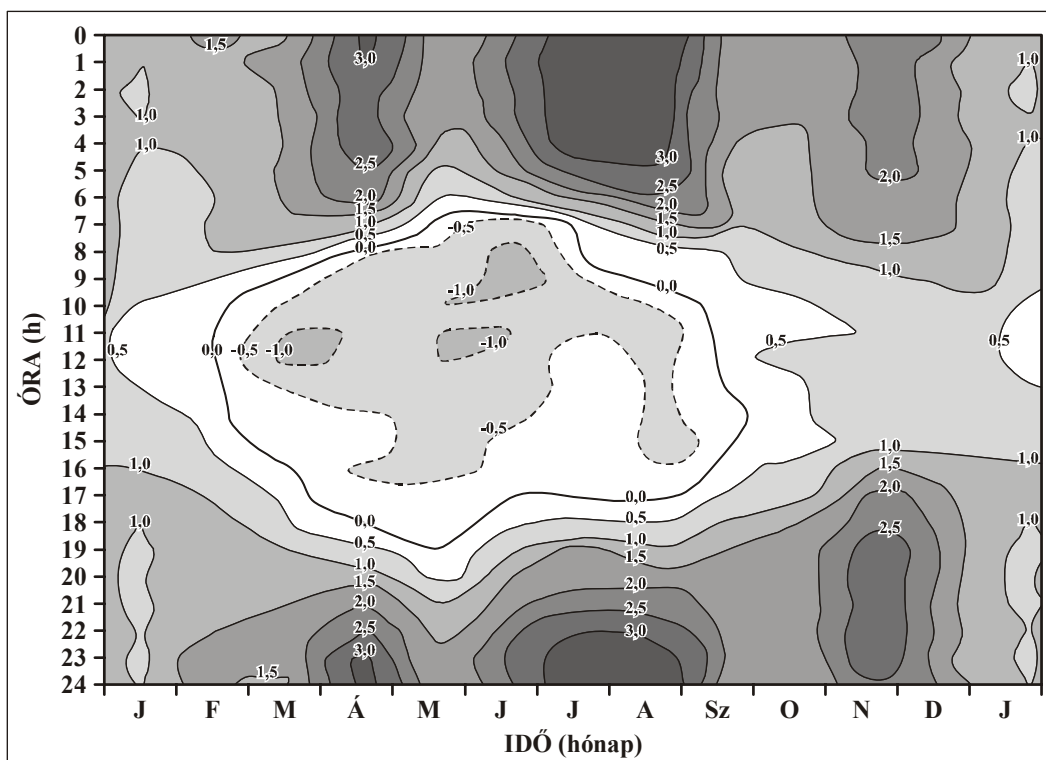
2.4.3. ábra Tipikus éjszakai (a) függőleges (potenciális) hőmérsékleti (Θ) profilok a város és a környező területek felett és (b) különbségük magassági változása (a görbék metszése között van a cross-over jelenség) (Oke 1982)

A hősziget-intenzitás jellegzetes napi menetet és a városon belül meglehetősen eltérő mértéket mutat. A napi menet legfőbb jellemzője (2.4.4. ábra), hogy a késő délutáni és az esti mérsékeltebb lehűlés miatt a hajnali minimumhőmérséklet sem olyan alacsony, mint a külső területeken. Ugyanakkor napkelte után a város légtere lassabban melegszik fel. Ezek eredőjeként a hősziget intenzitása napnyugta után gyorsan növekszik és kb. 3-5 órával később éri el a maximumát (Oke and Maxwell 1975, Oke 1987). Az éjszaka hátralévő részében lassan, de egyenletesen csökken a különbség a hőmérsékletek között, majd a csökkenés napkeltekor felerősödik. Tehát a nap folyamán az intenzitásnak mértékét a lehűlési és felmelegedési ütemek eltérései szabályozzák. Összességében elmondható, hogy a külterületi ütemek görbéi általában meredekebbek a városiaknál.



2.4.4. ábra (a) A hőmérséklet napi menete ($^{\circ}\text{C}$), (b) a lehűlés és felmelegedés üteme ($^{\circ}\text{C h}^{-1}$) a városban és a külterületen, valamint (c) a hősziget intenzitása ($^{\circ}\text{C}$) ideális körülmények között (Oke 1982)

A hősziget intenzitásának napi- és éves menetét együttesen izopléták segítségével lehet igen szemléletesen bemutatni (2.4.5. ábra). A belvárosi és egy külterületi állomás órás adatain alapuló vizsgálat szerint 7 és 18 óra között alig lép fel különbség, sőt néha negatív is lehet. A negatív értékek tavasszal és nyáron jelentkeznek, a legnagyobbak dél körül ($-1,2^{\circ}\text{C}$), míg őszi és télen egész nap pozitív a különbség. A pozitív eltérések éjszaka a legerőteljesebbek, nyáron elérik a $3,5^{\circ}\text{C}$ -ot is, míg télen az intenzitás mérsékeltebb. Ez alátámasztja azt, hogy a városi hősziget egy olyan jelenség, amely legszembetűnőbben este és éjszaka lép fel. Összességében az év folyamán kb. 80%-ban pozitív a különbség, vagyis az órás értékek tükrében az év nagy részében a város melegebb környezeténél.



2.4.5. ábra A hősziget intenzitásának éves és napi változása (Bochum, Németország) (Busch und Kuttler 1990)

2.4.2. A hősziget erősségére befolyást gyakorló tényezők

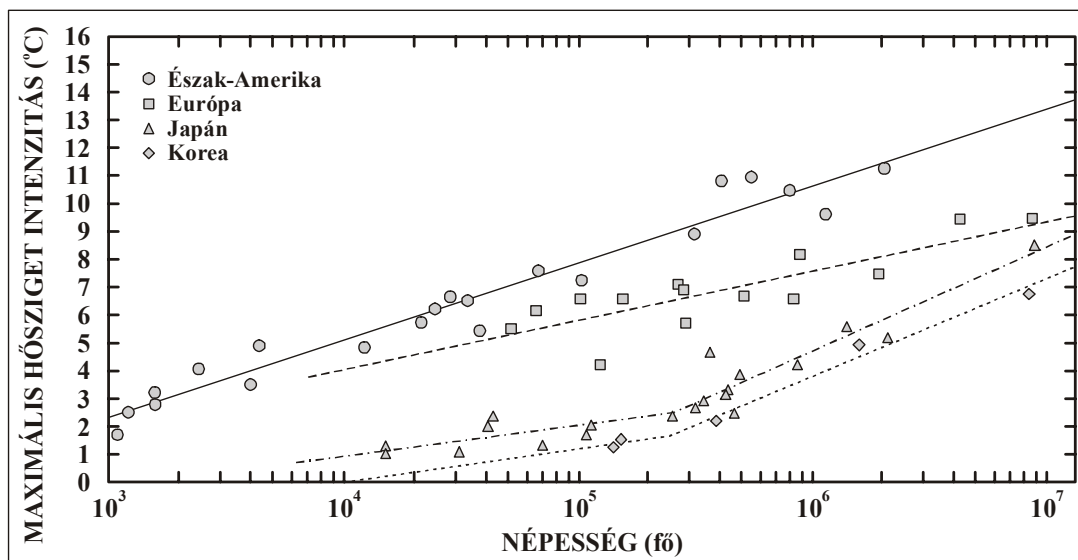
A hősziget maximális intenzitása szoros kapcsolatban áll a település méretével. A város nagyságának egyik lehetséges – de nem feltétlenül a legjobb – mérőszáma a lakosságszám (P). A kapcsolat logaritmikus, az európai városokra számolt (2.4.2-1) és (2.4.2-2) egyenletek a figyelembe vett városok számának megfelelően kissé eltérnek egymástól (Oke 1973, Park 1987):

$$\Delta T_{\max} = 2,01 \cdot \log P - 4,06 \quad [^{\circ}\text{C}] \quad (2.4.2-1)$$

$$\Delta T_{\max} = 1,92 \cdot \log P - 3,46 \quad [^{\circ}\text{C}] \quad (2.4.2-2)$$

A 2.4.6. ábra szerint még az 1000 fős településeken is kimutatható a hősziget és milliós nagyvárosok esetén a lehetséges legnagyobb hőmérsékleti módosulás 12°C körül alakul (Park 1987, Klysik and Fortuniak 1999). Látható bizonyos eltérés a görbék meredekségében az észak-amerikai és európai városok között, valamint külön érdekesek a japán és koreai városok a görbék törései miatt. Az eltérések oka feltehetően az, hogy a világ különböző területein jelentősen mások a várostervezés, a városépítés elvei és hagyományai. Ezért a városok méretét-

nek a lélekszámmal történő jellemzése sok esetben nem kielégítő a tanulmányozott fizikai jelenség magyarázatára, ugyanis a hősziget intenzitásának szempontjából egyáltalán nem elhanyagolható, hogy szellősen elhelyezett, alacsony épületek vagy a tömör, magas beépítés dominál az adott településen. A 2.4.2. táblázat további példákat szolgáltat a városok által kiáltott maximális hőmérsékleti többletre.



2.4.6. ábra A hősziget intenzitásának maximuma ($\Delta T_{\max}$) és a lakosok száma közötti kapcsolat észak-amerikai, európai, japán és koreai településeken (Oke 1979, Park 1987)

2.4.2. táblázat Néhány példa a maximális hősziget-intenzitás értékére (Matzarakis 2001)

Város	Vizsgált időszak	$\Delta T_{\max}$ (°C)
Barcelona	1985. 10. – 1987. 07.	8,2
Calgary	1978	8,1
Mexico City	1981	9,4
Montreal	1970. 02. 15. 22h	10,5
Moszkva	1990	9,8
München	1982-1984	8,2
New York	1964. 07. – 1966. 12.	11,6
Szeged	1977. 07. – 1981. 05.	8,2
Tokyo	1992. 03. 14. 3-5h	8,1
Vancouver	1972. 07. 04.	11,6

Az időjárási tényezők (különösen a szél és a felhőzet) is jelentősen befolyással bírnak a hősziget kifejlődésének mértékére. Kialakulására kedvezőek a magasnyomású (anticiklonális) helyzetek, amikor általában derült az ég és közel szélcsend van. A felhőzet hatását a felhőfajták eltérő jellege miatt elég nehéz számszerűsíteni. Az erős szél a hőszigetet nagymértékben gyengíti, sőt akár meg is szüntetheti. Mivel a nagyobb városok intenzívebb hőszigetet képesek generálni, ezért minél nagyobb lélekszámú a település, annál nagyobb erősségű szél szükséges a termikus különbségek kialakulásának megakadályozására. E kritikus szélsébség (v) és a lakosságszám logaritmusára közötti kapcsolatot a (2.4.2-3) tapasztalati képlet adja meg (Oke and Hannell 1970):

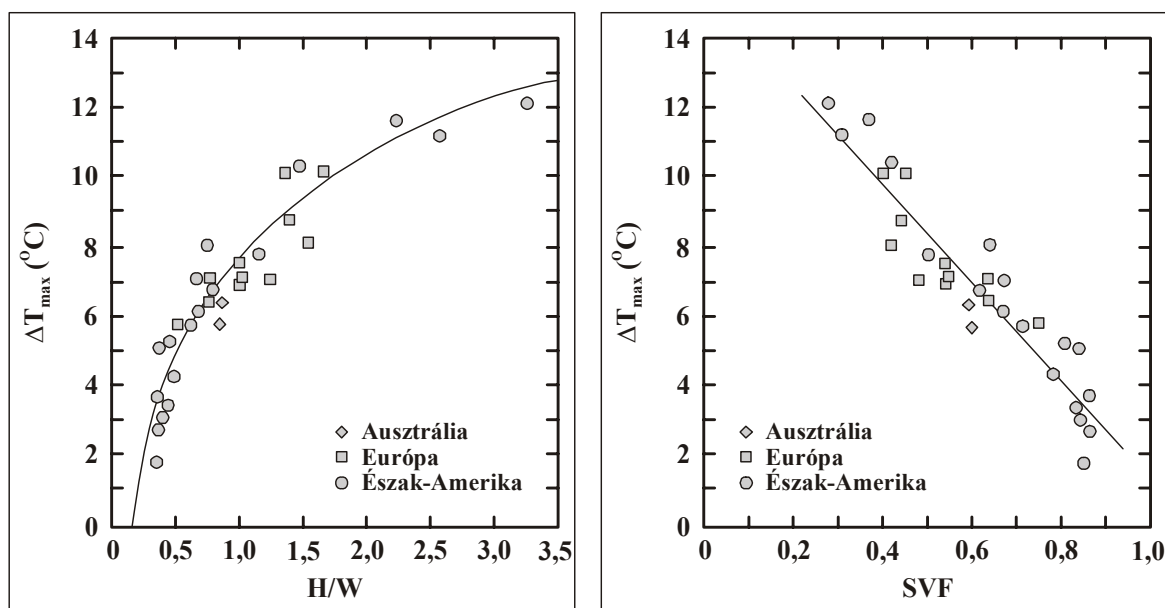
$$v = 3,41 \cdot \lg P - 11,6 \quad [\text{ms}^{-1}] \quad (2.4.2-3)$$

Az előbbieket alapján felmerül, hogy a beépítettség milyensége és a hősziget intenzitása között is van valamilyen összefüggés (lásd részletesebben az 4.5. fejezetben). Ennek kapcsán – tulajdonképpen a városmag geometriai szerkezetének jellemzésére – érdemes megnézni, hogy hogyan viszonyulnak egymáshoz az utcáknak és az ott lévő épületeknek a méretei. Ugyanis

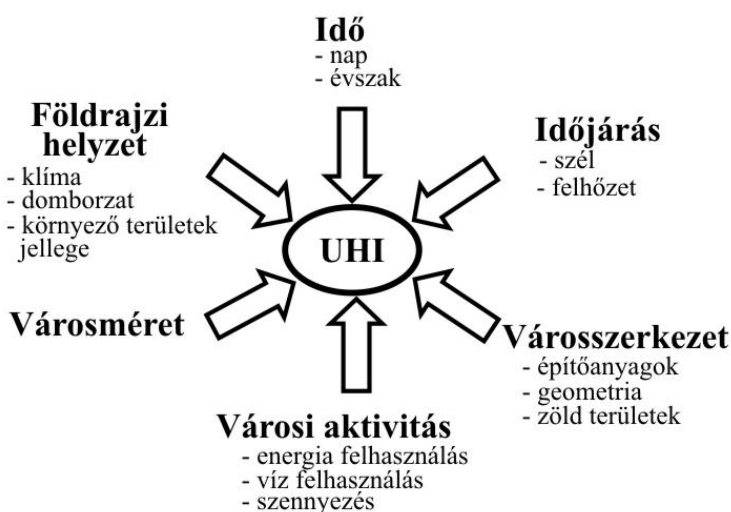
minél magasabbak az utcában lévő házak, annál inkább akadályt jelentenek a hosszuhullámú kisugárzás számára, vagyis annál kisebb az utcákban a lehűlés üteme. Bevezethető a H/W arány, ahol H az épületek átlagos magassága, W pedig az utcák átlagos szélessége (*Landsberg* 1981). Ezt a kapcsolatot szemlélteti a 2.4.7a. ábra, amelyen több kontinens városából származó adatok szerepelnek. A vizsgálatok szerint ismét egy logaritmikus kifejezés állítható fel a hősziget maximális nagyságának közelítésére (*Oke* 1988b):

$$\Delta T_{\max} = 7,54 + 3,97 \cdot \ln(H/W) \quad (2.4.2-4)$$

Másik, az előzőtől nem teljesen független beépítettségi mutató az "égboltláthatósági" érték (*sky view factor* – SVF), amely megadja, hogy egy adott helyről az égbolt hányad része látszik (lásd még 3.4.1. fejezet). A 2.4.7b. ábrán látható az SVF és a maximális hősziget közötti összefüggés, több városból nyert adatok alapján. Tehát ezen a módon is világosan megmutatkozik a szoros kapcsolat a zártabb beépítettség és a magasabb városi hőmérséklet között.



2.4.7. ábra A hősziget intenzitásának maximuma ($\Delta T_{\max}$) és (a) a városközpontban lévő utcák átlagos magassága/szélessége (H/W), valamint (b) az itt mért átlagos SVF közötti kapcsolat több kontinens településein (*Oke* 1981, 1988b)

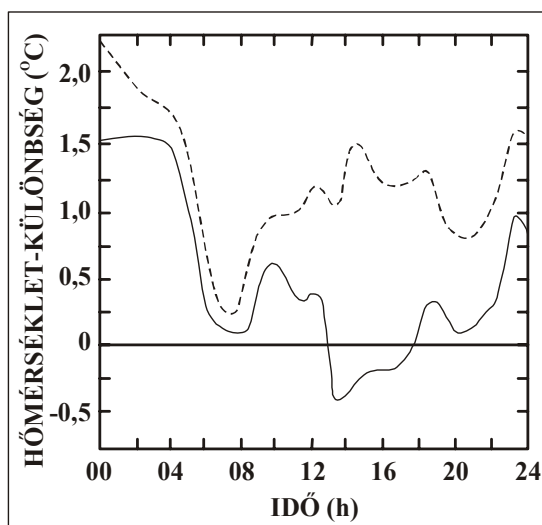


2.4.8. ábra A hősziget-intenzitás nagyságára ható tényezők

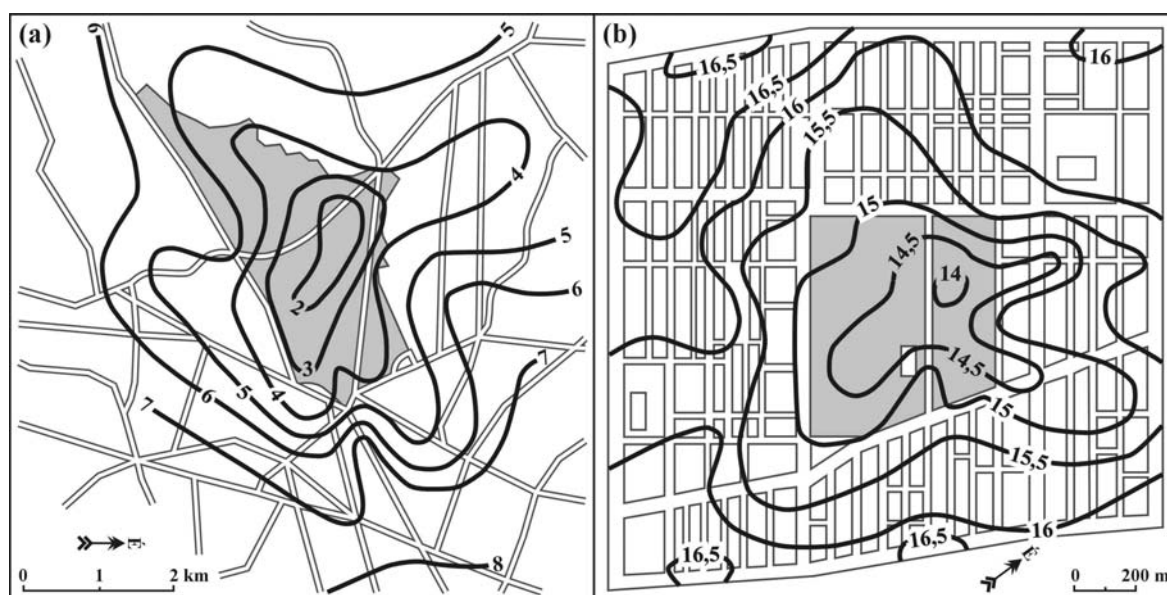
Az UHI erősségét befolyásoló – ebben és a korábbi fejezetekben említett – tényezőket szemléletesen a 2.4.8. ábra foglalja össze.

2.4.3. A városon belüli zöldterületek hatása a hőmérsékletre

A fásításnak, a zöldövezetek kialakításának jelentős szerep juthat a nyári hőterhelések csökkentésében a városon belül. Ezek a – gyakran öntözött – párologtató és ezért hűvösebb felszínek különösen a dél körüli órákban fejtik ki kedvező hatásukat, amelyre a 2.4.9. ábra mutat be egy példát. Az ábra arra is utal, hogy nemcsak a zöldfelület nagyságának, hanem növényzet összetételének is jelentős szerepe van a hőmérséklet alakulásában, ugyanis a kb. 40%-os beépítettségű fásított lakótelep a legterhelőbb időszakban hűvösebbnek bizonyul a fátlan városkörnyéki (füves, gyomos) területnél is.



2.4.9. ábra A fátlan és fásított lakótelepek hőmérsékleti különbségének (--- és —) napi menete a fátlan külterülethez (—) viszonyítva derült nyári napokon (Szeged, 1973. július) (Probáld 1976)



2.4.10. ábra A felszínközeli léghőmérséklet (°C) eloszlása két városi park körzetében: (a) Chapultepec Park (Mexikóváros) derült, szélcsendes időben (1970. dec. 3. reggel), (b) Parc La Fontaine (Montreal) 2 ms⁻¹-os DNY-i szél mellett, derült időben (1970. máj. 28. este) (Oke 1989)

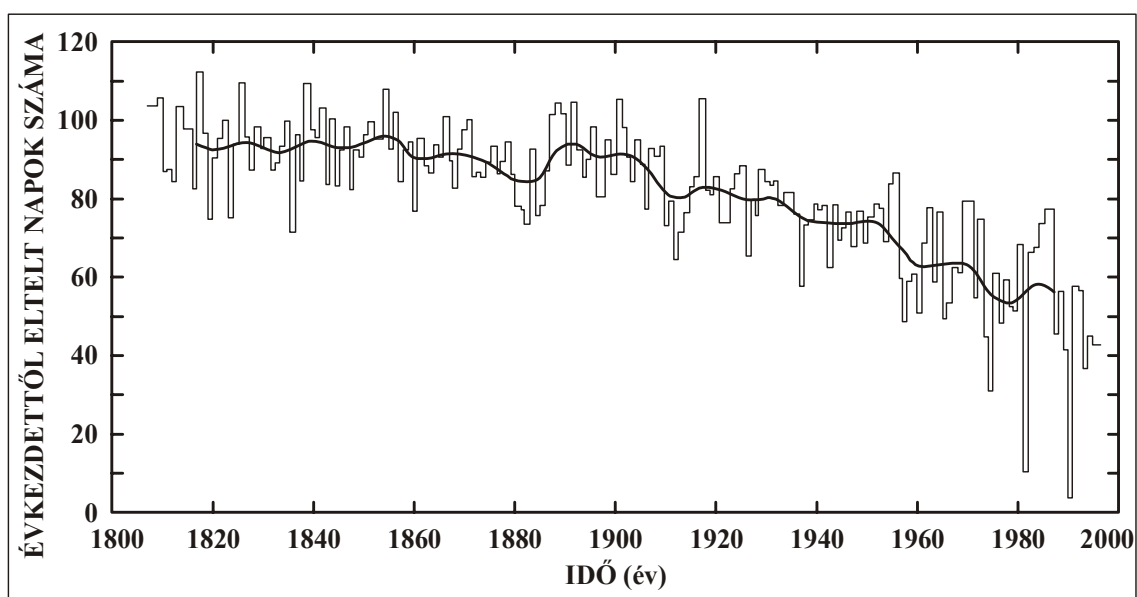
A nagyobb zöldterületeknek önmagukon túlterjedő mérséklő hatása is van a környező beépített részek felé (Oke 1989, Eliasson and Upmanis 2000). Az eltérően lehűlő (ill. felmelegedő) zöld és beépített felületek között ugyanis a termikus különbségek indukálta nyomásgradiens a hűvösebb levegő szétáramlásához, így a környező területek egy bizonyos fokú hűtéséhez vezethet (2.4.10a. ábra). Ez a kiáramlás az ún. **park szellő** (*park breeze*), amelyhez a zöldterület felett egy leszálló áramlás kapcsolódik a kiáramló levegő pótlására (lásd még 2.4.4. fejezet). A hűtőhatás egy mérsékelt légáramlás hatására – a park méretétől függően néhány száz métertől akár 1-2 km-ig is – eltolódhat a széliránynak megfelelően (2.4.10b. ábra).

2.4.4. A hősziget közvetlen hatásai

Talán a legfontosabb, hogy a hősziget jelentősen befolyásolja a légtér termikus komfortviszonyait. Nyáron bizonyos időszakokban a nagyvárosok felmelegedése humán bioklimatológiai szempontból rendkívül kedvezőtlen (az alacsony és közepes szélességeken), télen viszont kifejezetten előnyös lehet.

Példaként hazánkban a napi maximumhőmérséklet természetes sík felszínek felett az év 10-30 napján meghaladja az ún. hőségnap kritériumát, a 30°C-ot. Nagyvárosainkban ennél 2-6 fokkal melegebb van, azaz hazánk népességének 1/3-a ennél jóval hosszabb ideig, átlagosan évi 30-60 napon át ki van téve a túlmelegedés okozta környezeti terhelésnek (hőségstressz vagy melegstressz). Ilyenkor szervezetünket a napsugárzásból, valamint az épületek kisugárzásából származó többlet hőbevétel, a szélcsend és a zsúfoltság okozta korlátozott hőleadás is fokozottan terheli. Az időjárás-előrejelzések szokásos hőmérsékleti értékét ezért – elsősorban kritikus helyzetben –meg kell emelni ahhoz, hogy megkapjuk a belvárosra vonatkozó reálisan feltehető értékeket.

A legerősebb hősziget-hatást előidéző szélcsendes, napos nyári időben a városlakók helyzetét súlyosbítja az egyidejűleg kialakuló magas ózon- és a szálló por koncentráció járulékos veszélytényezője is. A magas ózon-koncentráció, szélsőséges esetben pedig a fotokémiai szmog, elsősorban a légzőszervi megbetegedések és rohamok gyakoriságát fokozva rövidíti meg a városlakók életét. A nappali hőmérséklet gyakori 30°C fölé emelkedése megnöveli azon napok számát is, amikor az ózonkoncentráció eléri az érzékeny emberek számára már káros szintet.



2.4.11. ábra A vadgesztenye rügyfakadásának ideje Genfben (a vastag vonal a 20 éves csúszóátlag menete) (Chmielewski 2005)

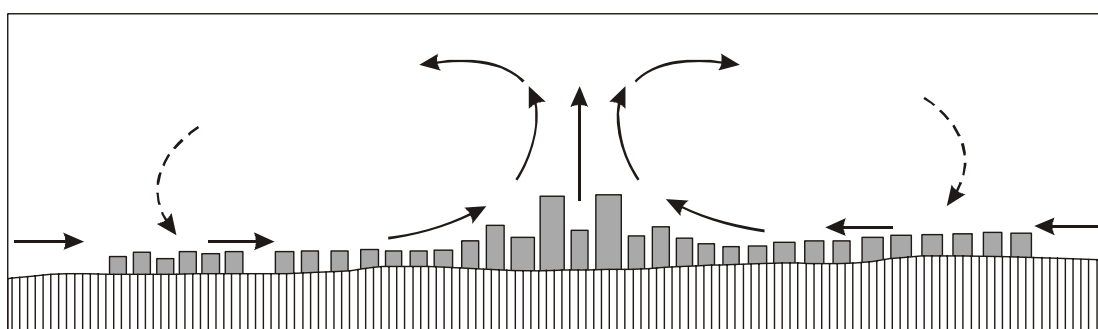
További hatásként – a város melegebb volta miatt – meghosszabbodik a fagymentes időszak és ezzel a növények vegetációs periódusa, eltolódnak a fenológiai fázisok (2.4.11. ábra), csökken a fagyok intenzitása, megrövidül a hótakaróval borítottság ideje, csökken a fagyos és téli napok száma, valamint az ún. fűtési napok száma (2.4.3. táblázat), ami természetesen mérsékli a fűtésre felhasznált energia mennyiségét is.

2.4.3. táblázat A különböző hőmérsékleti küszöbnapok száma Gelsenkirchenben (Németország) egy 1 éves (Kuttler 2006) és Szegeden egy 3 éves periódus (Unger and Ondok 1995, Unger 1997a) során a városban és környezetében

évszak	típus	definíció	Gelsenkirchen (1998-1999)		Szeged (1978-1980)	
			város	külterület	város	külterület
tél	fagyos nap	$T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$	36	57	222	265
	hideg nap	$T_{\text{átlag}} < 0^{\circ}\text{C}$	19	21	-	-
	téli nap	$T_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$	-	-	37	63
	fűtési nap	$T_{\text{átlag}} < 15^{\circ}\text{C}$ (G) $T_{\text{átlag}} < 12^{\circ}\text{C}$ (Sz)	238	255	171	194
nyár	meleg nap	$T_{\text{átlag}} \geq 20^{\circ}\text{C}$	49	25	-	-
	nyári nap	$T_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$	47	39	243	208
	hőségnap	$T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$	14	10	-	-
	„sörkerti” nap	$T_{21\text{h}} > 20^{\circ}\text{C}$	50	22	133	250
	„forró” éjszaka	$T_{0\text{h}} > 20^{\circ}\text{C}$	21	5	-	-

2.4.5. A városi hősziget és a szél kapcsolata

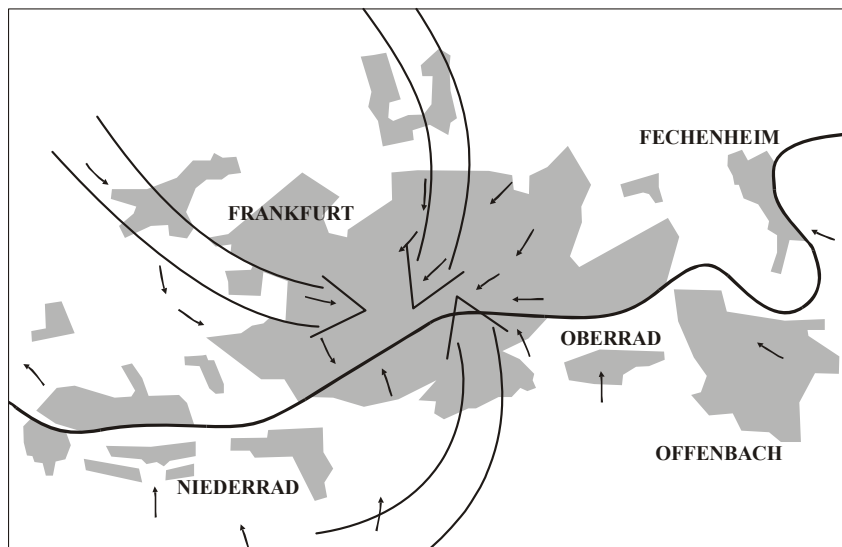
A város által létrehozott légmozgás a tengeri-parti szél analógiájára fejlődik ki. Ha gyengék a nagyléptékű légáramlások, akkor az előzőek szerint a beépített terület általában melegebb a környezeténél, ami az alsóbb légrétegekben a külterület felől a városközpont felé irányuló áramlást indít el. Ez a **városi szél**, amelynek iránya azonban a nap folyamán nem fordul meg, mert a város csaknem mindig melegebb, mint a külterületek. Például Budapesten a város sík K-i, DK-i peremterületein kimutatható ez az áramlás (Probáld 1974). (Itt meg kell jegyezni, hogy a helyi szeleket általában arról az irányról nevezik el, ahonnan fújnak, így kapta a nevét pl. a parti vagy a völgyi szél is. Ez alól kivételt jelent a városi szél elnevezés, amely a magyar szakirodalomban valamilyen okból így honosodott meg, ellentétben az angollal, ahol *country breeze*-nek, vagyis vidéki szellőnek hívják.)



2.4.12. ábra A városi hősziget által keltett cirkuláció vázlata (Noto 1996)

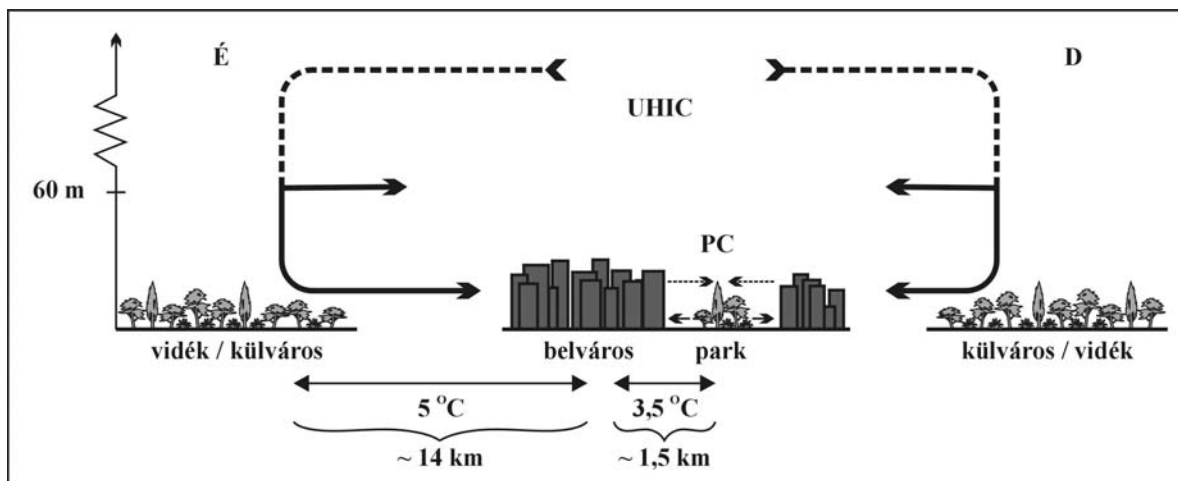
Az általában rendkívül tagolt és érdes városi felszín erőteljes sűrűlódási hatást fejt ki a központ felé összeáramló levegőre és jelentősen lassítja azt. Ezért csak egy bizonyos küszöböt meghaladó város-vidék termikus különbség esetén indulhat be a cirkuláció. Kialakulásának hajtóerői és hatásterülete szerint meg lehet különböztetni a városi szél nappali és éjszakai változatát. Nappal a városban a környezeténél magasabb hőmérséklet elsősorban az épületek felmelegedett tetőinek szintjében mutatkozik, amely a belváros felett erőteljes függőleges feláramláshoz vezet (2.4.12. ábra). Ennek pótlására a külső területek felől a tetőszint felett indul

meg egy befelé tartó áramlás. Éjszaka a városi hőmérsékleti többlet az utcák szintjében jelentkezik és ezért a városi szél a felszín közelében mutatható ki (2.4.13. ábra).



2.4.13. ábra Éjszakai összeáramlás Frankfurtban, nyugodt időjárási helyzetben (Stummer 1939)

Mivel az UHI kifejlődése ebben az időszakban a legerőteljesebb a tetőszint alatti rétegben (UCL), az ekkor kialakuló légkörzés a **városi hősziget cirkuláció** (UHI circulation – UHIC) nevet kapta (2.4.14. ábra). Ehhez kapcsolódóan meg kell említeni a városon belüli kisebb léptékű termikus különbségeket kialakító területeket (parkok, egyéb zöld felületek), amelyek környezetében a kialakuló (enyhe) légnyomási gradiens (szintén az UCL-ben) kialakíthat egy viszonylag gyengébb áramlási rendszert, az ún. **park cirkulációt** (park circulation – PC). E két cirkulációnak a felszínközeli ágai kölcsönhatásban vannak egymással, gyakran ellentétes irányúak, ami gyengítheti hatásukat (2.4.14. ábra).



2.4.14. ábra A városi hősziget cirkuláció (UHIC) és a park cirkuláció (PC) vázlatos képe nyugodt és tiszta éjszakán a svédországi Göteborgban mért adatokkal szemlélítve (Eliasson and Upmanis 2000)

A hősziget cirkulációnál a beáramlás mélysége nagymértékben attól függ, hogy vannak-e a városban kívülről a központ felé elnyúló nyíltabb, részben zöld területek, ún. **ventilációs folyosók**, amelyeknek kisebb az érdekességük és így kevésbé akadályozzák a cirkulációt. Ilyen szerepet általában parkok, folyómedrek, utak és vasúti pályák tölthetnek be. Sajátossága, hogy működése esetén tulajdonképpen a kialakulását előidéző tényezők ellen hat, amely miatt egy bizonyos periodikusságot mutat a megfigyelések szerint. Ugyanis a külterületről a centrum fe-

lé összeáramló levegő a kiegyenlítő hatás következtében gyengíti a hőszigetet, aminek következtében csökken a cirkulációt fenntartó hőmérsékleti különbség. Ha ez a különbség az előbbieken említett küszöb alá esik, akkor a légáramlás leáll. Ezután viszont a hűtőhatás hiányában a városi hősziget újra megerősödik és egy idő után ismét elindítja a városi szelet.

A településeken az emberek az utca szintjében, a házak között megrekedt szennyezett levegőben élnek. Ehhez társul még – főleg a nyári időszak fülledt estéin – a fokozottan melegebb környezet hőterhelése is. Szélcsendes vagy gyengén szeles időszakokban ezek a kellemetlen, egészségkárosító és közérzetet rontó hatások még hatványozottabban jelentkeznek. Csökkentésükben nagy jelentősége lehet a beáramló városi szélnek, aminek kialakulására egyébként is csak ilyen időjárási helyzetekben van reális esély. Ezen belül is az éjszakai változatnak van fontosabb szerepe, mert az a felszín mentén szállítja a külterületek tisztább és hűvösebb levegőjét a belső városrészek felé.

A fentiekben felsoroltak miatt a várostervezés, városrendezés során nagyon fontos szempont kell, hogy legyen a városi levegőkörnyezet minőségének javítása és ezzel összefüggésben a városi szél kialakulásának elősegítése, ugyanis pozitív hatását csak bizonyos feltételek mellett képes kifejteni. A gyakorlatban ez a ventilációs folyosók felderítésével, újak kialakításával, a meglévők bővítésével és az esetleges beépítések megakadályozása révén valósulhat meg. A városlakók egészségének és jó közérzetének érdekében alapvető fontosságú, hogy ez a hasznos levegőcsere-folyamat zavartalanul kialakulhasson, illetve fennmaradhasson.

2.5. A klímáparaméterek megváltozása – összegző gondolatok

A hőmérsékleten kívül a többi klímáparaméter módosulására és ennek okaira témaválasztásom kapcsán nem térek ki, de a 2.5.1. táblázat a városi felszín és légkör tulajdonságainak, valamint a klímáparaméterek megváltozásának egy nagyon általános összefoglalását nyújtja. Ennek tanulmányozásánál azonban figyelembe kell venni azt, hogy az egyes városok esetében – az egyedi sajátosságok miatt – jelentős eltérések is lehetnek a feltüntetett értékektől.

2.5.1. táblázat (a) Jellemző felszíni és légköri tulajdonságok, valamint (b) a városklíma paramétereinek megváltozása egy közepes földrajzi szélességen fekvő, kb. 1 millió lakosú nagyvárosban (a közölt értékek külön megjegyzés hiányában a nyári időszakra vonatkoznak) (Oke 1997)

(a) Tulajdonság	Változás	Jellemző nagyságrendek
albedó	alacsonyabb	vidék: 0,12-0,20; külváros: 0,15; város: 0,14
emisszivitás	nagyobb?	vidék: 0,92-0,98; város: 0,94-0,96
antropogén hő	nagyobb	vidék: -; külváros: 15-50 Wm ⁻² ; város: 50-100 Wm ⁻² (téli 250 Wm ⁻² -ig)
kondenzációs magvak: - Aitken - felhőképző	nagyobb nagyobb	vidék: 10 ² -10 ³ cm ⁻³ ; város: 10 ⁴ -10 ⁶ cm ⁻³ vidék: 2-5x10 ² cm ⁻³ ; város: 10 ³ -10 ⁴ cm ⁻³
(b) Elem	Változás	Nagyságrendi változás vagy megjegyzés
turbulencia-intenzitás	nagyobb	10-50%
szélsebesség	csökken növekszik	5-30% erős áramlásnál (10 m magasságban) a hősziget hatására kialakuló gyenge áramlásnál
szélirány	eltérül	1-10°
UV-sugárzás	sokkal kevesebb	25-90%
napsugárzás	kevesebb	1-25%
infravörös bevétel	nagyobb	5-40%
látótávolság	csökken	
párolgás	kisebb	kb. 50%
konvektív hőáramlás	nagyobb	kb. 50%
hőtárolás	nagyobb	kb. 200%
lég hőmérséklet	magasabb	1-3°C több éves átlagokban, de órák átlagban akár 12°C is
lég nedvesség	alacsonyabb sokkal magasabb	nyáron nappal nyáron éjszaka és télen egész nap
felhőzet	több pára több felhő	a városban és a város lee-oldalán a város lee-oldalán
köd	több vagy kevesebb	az aeroszol részecskéktől és a környezettől függ
csapadék: - hó - összes - zivatarok	kevesebb több több	egy része esőként hull le inkább a város lee-oldalán, mint a városban

A város klímamódosító hatásának kimutatására – elméletileg – a legoptimálisabb megoldást természetesen az jelenthetné, ha korábbi adatok állnának rendelkezésre az eredeti, embertől háborítatlan területről és ezeket lehetne összevetni a későbbi, az urbanizáció által már befolyásolt adatokkal. Ilyen lehetőség azonban gyakorlatilag nincsen, erre potenciálisan csak nagyon ritkán, esetleg az egy-két újonnan alapított nagyvárosnál (pl. Brasilia) lehetett volna szó, de ezeknél ez nem történt meg. Napjainkig az egyetlen kivételt egy kisebb város, az 1967-ben alapított Columbia (Maryland) jelenti, ahol az építkezés előtt és a város fejlődése során is kiterjedt klimatológiai méréseket folytattak (Landsberg and Maisel 1972).

Ez egy olyan kérdéskörhöz vezet, amikor mindenképpen érinteni kell a klímára gyakorolt városi hatások modellezésének általános problematikáját. E hatások számszerűsítve gyakorlatilag a településen belül és a külterületen párhuzamosan észlelt értékeknek a különbségeként

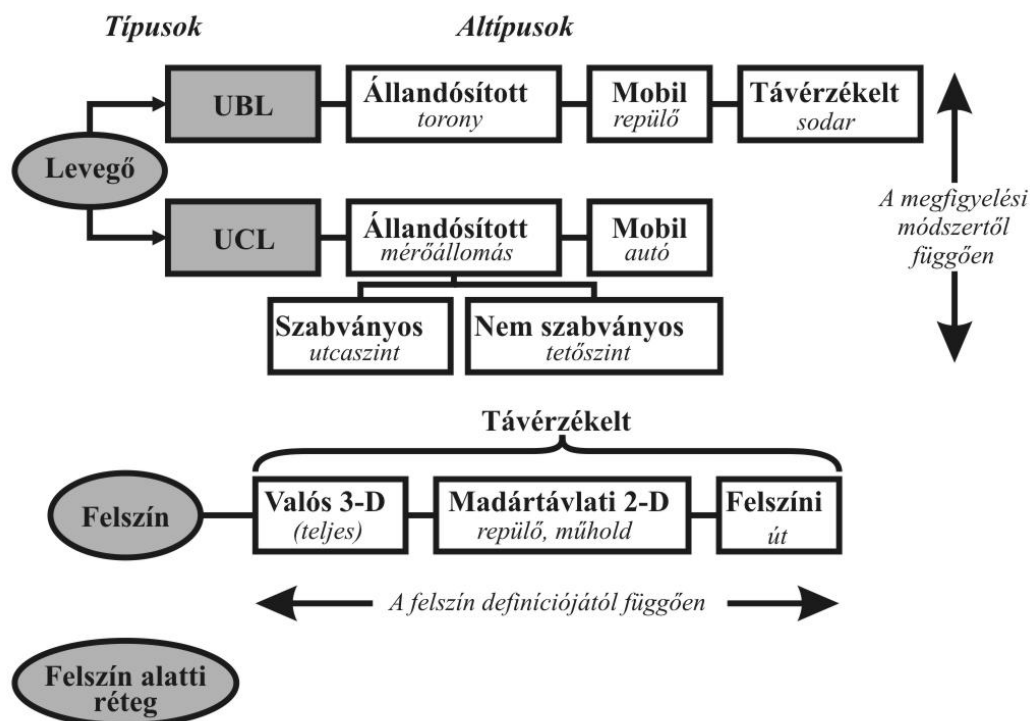
értelmezendők (e.g. *Oke* 1997). Meglévő város esetén csak az egyidejű városi és környékbeli – egyébként azonos feltételek melletti (pl. azonos tengerszint feletti magasság) – mérésekből származó adatokat lehet felhasználni az összehasonlításra. Az ezzel kapcsolatos alapmodell szerint a mért városi paraméterek (pl. hőmérséklet) *M* értékei három tényező összegzett eredményeként állnak elő (*Lowry* 1977):

$$M = C + L + U \quad (2.5-1)$$

ahol *C* – a terület háttérklímájának alapértékét jelenti, *L* – a földrajzi elhelyezkedés (topográfia, vízfelület, stb.) sajátosságainak lokális befolyásoló hatásaiból adódik, *U* – pedig az összetett városi környezet (területhasználat, anyag, geometria, épülettömeg, épületmagasság, városon belüli elhelyezkedés, stb.) eredőjét jelenti, egy adott időpontra vonatkozóan, vagy egy adott időszakra átlagolva.

2.6. Módszerek a városklíma termikus komponenseinek feltárására

A 2.4.1. fejezetben említetteknek megfelelően a városi hősziget több rétegben értelmezhető, melyek észlelése rétegenként is különböző módszerekkel történhet (2.6.1. ábra), a felszín definíciójától, ill. az igénybe vett eszközöktől függően.



2.6.1. ábra Az UHI típusai és mérési lehetőségeik a felszín definíciójától, ill. az igénybe vett eszközöktől függően (Stewart and Oke 2006)



2.6.2. ábra Tipikus vidéki és belvárosi állomás-környezetek (Regina, Saskatschewan)

Esetünkben a figyelem elsősorban a házak közötti, felszínközeli légréteg (UCL) hőmérsékletében kimutatható változásra irányul. E termikus módosulás feltárására elsősorban a felszíni adatgyűjtés alkalmas, amely vagy egy állomáspáron (2.6.2. ábra) ill. megfelelő sűrűséggel kiépített állomáshálózaton vagy megfelelő gyakorisággal elvégzett mobil méréseken alapul. Jobb lefedettségű adatbázisra mobil (autó, villamos, kerékpár) mérések révén van leginkább lehetőség (e.g. Schmidt 1930, Duckworth and Sandberg 1954, Park 1986, Unger et al. 2000), a sűrű állomáshálózatok nem túl gyakori nagyvárosok esetében (e.g. Mikami et al. 2003, Kolokotroni et al. 2006). A felszínhőmérsékletben jelentkező eltérések pedig a megfele-

lő hullámhosszban készült légi- és űrfelvételek kiértékelésével (e.g. Voogt and Oke 2003, Saaroni et al. 2000, Bartholy et al. 2005, Nichol and Wong 2005) mutathatók ki.

A korábbi szegedi városklíma kutatásokhoz szükséges adatgyűjtések állomáspárra ill. hálózatra támaszkodtak. A dolgozatban részletesen tárgyalt későbbi, a városi hősziget területi elemzésére és modellezésére irányuló vizsgálatoknál – korszerű, automata időleges és állandó hálózat hiányában – a gépkocsis mobil mérések adatait választottuk, amit részben kiegészítettünk termális légifelvételek kiértékelésével kapott felszínhőmérsékleti értékekkel.

Csak megjegyzés szintjén megemlítve, a városi hatás alatt álló és attól mentes területek elhatárolása nem mindig olyan egyértelmű, mint ahogyan azt elméletileg gondolhatnánk (Stewart 2006, 2007, Stewart and Oke 2006, 2009). Ugyanis a világ különböző régióiban, elsősorban a fejlődő területeken, a napjainkban folyó lakosság-tömörülés eredményeképpen sok helyen már nem egyértelműek határok: vegyes hasznosítású területek jönnek létre, az épületek részben a közlekedési útvonalak mentén nyúlnak el csápszerűen, helyenként újabb és újabb sűrűsödéseket hozva létre, kiterjedve akár több ezer km²-es területre is. A 2.6.3. ábra ennek a folyamatnak az eredményét és a hagyományos elképzelésnek megfelelő vidék-település helyzetet illusztrálja.



2.6.3. ábra A városi és vidéki területek elkülönítésének problematikája: balra – egy vegyes (mezőgazdasági, ipari és lakóövezeti) terület (Ho Chi Minh Várostól É-ra), jobbra – világosan elkülönülő mezőgazdasági és lakóterületek (Münchentől ÉK-re) (Stewart 2006)

2.7. A városklímakutatás rövid történeti áttekintése

2.7.1. A külföldi kutatások vázlatos története

Az ókor óta ismert az a tény, hogy a városok levegője különbözik környezetükétől. Már *Hippokratész* (i.e. 5. század) utalt a rossz városi levegőre, amely szerinte egészségkárosító hatású az emberre nézve. Tehát az urbanizáció legkorábban felismert következménye a levegő összetételének megváltozása volt. Az ókori Róma füstszennyezésére ennél is konkrétabb utalás történik *Horatius* (i.e. 1. század) ódáiban és *Seneca* (1. század) írásaiban (*Neumann* 1979).

A hűvösebb éghajlatú településeken a középkor óta problémát jelentett a szén eltűzeléséből származó füst: például Londonban *I. Edward* király a 14., *I. Erzsébet* királynő pedig a 16. században tiltotta meg egy időre a kőszénrel való fűtést. A manufaktúrák megjelenésének idején nyilvánvalóvá vált a faszenet kiszorító kőszén nagymennyiségű elégetése következtében fellépő légszennyeződés. Az angol *Evelyn* 1661-ben így írt erről: „Mert miközben mindenütt máshol az ég derült és a levegő tiszta, itt a világosságot hozó Napot elhomályosítja a kénből képződött felhő, amin a sugarak alig képesek áthatolni. A kimerült utazó még mielőtt meglátná úticélja városát, már több mérfölddel előbb megérzi annak szagát.” 1750-ben a London feletti füstreteget már 100 km-ről is lehetett látni (*Kratzer* 1956).

A 17. század végére nyúlnak vissza a tudományos meteorológia kezdetei, amikor néhány helyen megkezdődtek a rendszeres, műszerekre alapozott észlelések. Ennek eredményeképpen a város és a környékének meteorológiai elemei között felismerhető különbségek jelentek meg a mért adatokban. 1783-ban a német *Deuer* Mannheimben 6°C-os különbséget talált a külváros és a tőle nem messze fekvő botanikus kert között egy hideg téli éjszakán.

A városi éghajlat alapvető jellegzetességeinek felismerése és az első városklíma-leírás az angol *Howard*-nak tulajdonítható 1818-ból, aki a londoni éghajlat és légszennyeződés sajátosságait tárgyalta. Munkájának harmadik, legteljesebb kiadása 3 kötetben foglalja össze az észlelési adatokat és a következtetéseket (*Howard* 1833). Világosan felismerte a meteorológiai elemek városi megváltozását. Megalkotta a „városi köd” (*city fog*) fogalmát, amely igen gyakori jelenség volt akkoriban Londonban. Legjelentősebb felismerése az volt, hogy a város központja melegebb, mint a környező vidéki területeké (*Landsberg* 1981, *Mills* 2008). Különösen figyelemreméltó az egyik táblázatához adott lábjegyzet: „Az éjszaka 3,70°-kal melegebb és a nappal 0,34°-kal hűvösebb a városban, mint vidéken.” Ezek a °F-ben kiszámolt értékek tulajdonképpen a városi hősziget napszakos változásának felismerését jelentették amely kialakulásának okaként (úgy, mint később sokan mások is) a fűtőanyagok intenzív felhasználását tekintette.

A „városklíma” kifejezést elsőként a fizika és az asztronómia iránt is érdeklődő német író, *Stifter* használta 1843-ban. A francia *Renou* 1855-ben Párizs példáján keresztül erősítette meg a város és környezete között fennálló hőmérsékleti különbség (1-2°C többlet) kialakulását. Kimutatta a fagyos napok 40%-os városi csökkenését és megállapította, hogy az esti hőmérsékleti különbség tiszta kisugárzási időjárási helyzetekben a legnagyobb. Fontosnak tartotta a mérőműszerek elhelyezkedését a reprezentativitás (kitettség, tengerszint feletti magasság) szempontjából (*Landsberg* 1981). 1909-ben a német *Kremser* berlini vizsgálatai során először állapította meg, hogy a légnedvesség és a szél is módosulásokat szenved (*Fezer* 1995).

Jelentős előrelépést hozott a városklíma kutatásában az 1927-es esztendő. Ebben az évben egy májusi, kései fagygal jellemzett éjszakán Bécsben az osztrák *Schmidt* autóra szerelhető műszerekkel többször átszelte a város különböző beépítettségű területeit, hogy összehasonlíto adatokat gyűjtsön (2.7.1. ábra). Ez az eljárás, több városi és városkörnyéki állomás méréseivel kiegészítve, a mai napig is használatos módszer. Ebben az időben mutatta ki először a nagyvárosi területek (lee oldali) csapadéktöbbletét a német *Schmauss*, München klímamódosító hatásának vizsgálata révén (*Landsberg* 1981).

A városklímáról az első nagy összefoglaló alapmű 1937-ben jelent meg a német *Kratzer benedekrendi apát* tollából, akit azóta ennek tiszteletére a „városklimatológia atyja” elnevezéssel is illetnek. A könyv jelen dolgozatban többször is hivatkozott bővített formáját 1956-ban adták ki.

Az 1950-es és '60-as években egyre szélesebb körben indult meg a városklíma-kutatás egyik legfontosabb részterületének, az UHI-nak a tanulmányozása. Vizsgálata elsősorban Európa és Észak-Amerika városaiban folyt, így például: Uppsalában (*Sundborg* 1950, 1951) és Londonban (*Chandler* 1962), illetve Kaliforniában (*Duckworth and Sandberg* 1954, *Mitchell* 1961). A kutatások középpontjában az állt, hogy a városi morfológia, a domborzat és az időjárási elemek és helyzetek változása milyen hatást gyakorol a hősziget kifejlődésére, illetve annak milyen (napi, heti és évszakos) dinamikája van.

Maga a „hősziget” kifejezés az angol *Balchin and Pye* (1947) munkája nyomán honosodott meg: „In winter the central city area is warmer than the surrounding country areas at similar elevation by a degree or so and exhibits the characteristic *heat island* within a built up area.” Magyarul a kifejezés először feltehetőleg csak majdnem három évtizeddel később, *Probáld* (1974) munkájában jelent meg.

Az 1970-es és '80-as években tovább folytatódtak, illetve bővültek ezek a vizsgálatok, s a nemzetközi szakirodalomban újabb kontinensek városai is feltűntek (pl. Tokió – *Fukui* 1970; Mexikóváros – *Jauregui* 1973). A kutatás első vonalát azonban kétségtelenül Észak-Amerika képviselte: megjelent az amerikai *Landsberg* (1981) városklíma összefoglalása (melyet ebben a dolgozatban többször is idézek) és megkezdte tevékenységét a kanadai *Oke* is (akinek az eredményeire való hivatkozás szintén kikerülhetetlen ebben a témakörben). Előtérbe kerültek a hősziget intenzitásának, térbeli és időbeli kiterjedésének statisztikai modellezésére irányuló kísérletek (pl. *Oke* 1973, *Park* 1986).

Az elmúlt két évtized kutatásaira az a jellemző, hogy egyre több, részben empirikus modell készül, amelyek megpróbálják reprodukálni illetve meghatározni a város energetikai (pl. *Arnfield and Grimmond* 1998, *Xu et al.* 2008) és sugárzási folyamatait (pl. *Voogt and Oke* 1991, *Offerle et al.* 2003), hőtárolását (pl. *Grimmond et al.* 1991, *Meyn and Oke* 2009) vagy vízegyenlegét (pl. *Grimmond and Oke* 1991). Az utóbbi néhány évben igen felgyorsult a fejlődés a numerikus modellek területén, jelentős a felbontás finomodása és az áramlási dinamikát (CFD) figyelembe vevő szimulációk alkalmazása (pl. *Masson* 2000, *Sang et al.* 2000, *Takahashi et al.* 2004, *Bonacquisti et al.* 2006). Fontos szerep jut a valós városi környezet kicsinyített modelljein elvégzett kísérleteknek (pl. *Barlow and Belcher*, 2002, *Kanda* 2006). Magas tornyok (pl. *Roulet* 2003), kikötött ballonok, lassan emelkedő rádiószondák és helikopterek, valamint ultrahangos profíjlerek felhasználásával a városi légtér meteorológiai paramétereinek függőleges eloszlásáról is gyűjtik az adatokat (pl. *Grimmond* 2006, *Kadygorov et al.* 2007). A repülőgépes és műholdas infravörös sugárzásmérések is hasznos adalékkal járulnak hozzá az elemzésekhez (pl. *Nichol* 1996, *Dousset and Gourmelon* 2003, *Stathopoulou and Cartalis* 2007, *Cheval and Dumitrescu* 2009, *Weng* 2009). A raszteres és vektoros térinformatika korszerű eszközei pedig a városi geometria-morfológia minden eddiginél alaposabb felméréséhez járulnak hozzá (pl. *Long et al.* 2003, *Lindberg* 2007, *Ratti et al.* 2006). Egyes metropoliszokban megkezdődött a városi környezet monitoring rendszerének a kiépítése (pl. *Mikami et al.* 2003). Fontos kutatási terület a hősziget és a városi energiaigény közötti kapcsolat feltárása (pl. *Simpson and McPherson* 1998, *Santamouris et al.* 2001, *Kolokotroni et al.* 2006, 2007), valamint az UHI csökkentési lehetőségeinek vizsgálata mind városi-városnegyedi, mind háztömb-épület léptékben (pl. *Synnefa et al.* 2007, *Davies et al.* 2008, *Ihara et al.* 2008).

Egyre nagyobb hangsúlyt kap a városlakók komfortérzetének, illetve az őket ért termikus stressz vizsgálata is (e.g. *Matzarakis et al.* 1999, *Spagnolo and de Dear* 2003, *Nikopoulou and Lykoudis* 2007, *Lin* 2009), tehát az, hogy az emberi szervezetre mennyivel ró több vagy kevesebb megterhelést a meteorológiai paraméterek városi megváltozása – kombinálva a lég-

szennyeződés mértékével – a különböző időjárási helyzetekben, évszakokban és napszakokban.

2.7.2. A magyar kutatások vázlatos története

Magyarországon a rendszeres műszeres meteorológiai megfigyelések 1779-ben kezdődtek meg Budán azon az állomáson, amely az első nemzetközi észlelőhálózat legkeletibb láncszeme volt akkor. Az ezután létesült budai és pesti éghajlatkutató állomások száma és profilja folyamatosan bővült, de később sajnos számos állomás rövidebb-hosszabb idő után beszüntette működését (*Probáld* 1974). A főváros éghajlatának megismerése az észlelések anyagának feldolgozásával párhuzamosan haladt, összefoglaló művek már a 19. század végén (*Kurländer* 1879) és a 20. század elején (*Prinz* 1913) is készültek.

Az első nagy jelentőséggel bíró monográfia Budapest éghajlatáról, amely már hosszú észlelési sorozatra és egy sor klimatológiai részfeldolgozásra támaszkodott, *Réthy* (1947) jóvoltából jelent meg. Bőséges adatközlése folytán alapvető forrásmunkának számít még ma is. Néhány évvel később egy nagy földrajzi monográfia keretében *Bacsó* (1958) adott újabb átfogó szintézist a főváros és környéke éghajlati jellemzőiről. Ezek a munkák azonban még nem a helyi különbségeket állították előtérbe, hanem egy állomás észlelési sorozatának sokrétű feldolgozásával rajzolták meg a főváros éghajlati képét. Ezzel alapot teremtettek a további, a területi különbségeket is bemutató városklimatológiai kutatások számára.

Az 1950-es évek végétől fejlődésnek indult a városklíma-kutatás. Az előtérben természetesen Budapest éghajlatának tanulmányozása állt, hiszen Magyarországon ez jelentette (és jelenti mai is) a legfontosabb és egyben legbonyolultabb kutatási feladatot. A főváros területén a meteorológiai szolgálat 10-12 éghajlatkutató állomást üzemeltetett és 1964-70 között folyamatos észlelésekre került sor a belvárosban is. Nagy fejlődés mutatkozott a sugárzásmérések és az energiaegyenleg meghatározása terén is, valamint létrejött a légszennyeződés változásait figyelemmel kísérő állomáshálózat. *Probáld* (1967) a meteorológiai szolgálat belvárosi és külterületi állomásának hőmérsékleti különbségeinek éves járását vizsgálta, s összevetette őket a napi középhőmérséklet és a szélsősebesség alakulásával. Majd sor került az első kísérletre a városi és külterületi sugárzási mérleg és energiaegyenleg eltéréseinek számszerűsítésével kapcsolatban, havi átlagos értékeket vizsgálva (*Probáld* 1971).

Budapest városklímájának kiemelkedő színvonalú összefoglaló feldolgozását *Probáld* 1974-es munkája jelenti. A beépítettség szempontjából jellegzetes városi területeken elhelyezkedő állomások adatait a városon kívül található, a városi hatásoktól nagyrészt mentes állomás adataival vetette össze. Részletesen tárgyalta a város hatásait az energiaegyenlegre, a hőmérsékletre, a szélviszonyokra, a csapadéokra, a légnedvességre, a látástávolságra és a ködre. Külön elemezte a városi légszennyeződés típusait, azok térbeli és időbeli eloszlását. A különböző éghajlati elemek változásait összességében vizsgálva Budapest területén belül éghajlati körzeteket határolt le. Az eredmények értékelését azonban megnehezítették a főváros domborzati viszonyai, amelyek révén – a városi hatástól függetlenül, illetve azokkal kombinálódva – szintén lokális klímák sora alakulhat ki.

Az 1971-75 közötti budapesti mérések eredményeit *Miklósi* (1981) hasonlította össze a 15 évvel korábbiakkal. Mivel a városi hősziget kialakulása Budapest esetében várhatóan télen a legerőteljesebb, ezért a vizsgálat erre az időszakra összpontosított. Az eredmények szerint 15 év alatt a hősziget intenzitásának mértéke kb. 30%-kal megnövekedett. Alacsony szélsősebesség esetén a hősziget erőssége jelentős volt, míg a mérsékelt szél ezt gyengítette. A mérőállomások városon belüli elhelyezkedése miatt a mindenkori szélirány is befolyásolta az UHI intenzitás nagyságát. *Probáld* (1980) a felszínközeli áramlási mező típusait állapította meg Budapesten 9, esetenként 11 mérőhelyből álló hálózat adatai alapján. További fontos megállapítása volt, hogy a város beépített felszíne felett a fokozott mechanikus turbulencia révén a lassú légáramlások erőssége nem csökken, hanem növekszik. További munkájában *Probáld* (1981)

egy könyvfejezet keretében általánosan tárgyalja a városklimatológiát, ezen belül részletesebben a városi levegőkörnyezet tervezésének lehetőségeit, eszközeit, kitérve a humán bioklimatológiai aspektusokra és a településekre vonatkozó rendezési tervekre is.

A rendszerváltás óta a főváros légszennyezettségével kapcsolatos kutatásokhoz és előrejelzésekhez szükséges adatokat az Állami Népegészségügyi és Tisztiorvosi Szolgálat állomáshálózatának mérései szolgáltatják (Sándor és Baranka 1993). A mérőhálózatot 1978-ban telepítették és 1990-91-ben teljesen felújították. Az állomások elhelyezésénél ügyeltek arra, hogy minél több környezettípust jellemezhessenek. Valamennyi állomáson méri a N-oxidokat, a SO₂-t, a CO-t és a port, valamint a különböző meteorológiai paramétereket (szélirányt, szélességet, hőmérsékletet és a relatív nedvességet). Néhány állomáson a szénhidrogének és az O₃ koncentrációját is észlelik. A monitorhálózat feladata kétirányú: a rutinszerű levegőminőség ellenőrzés mellett ellátja a rendkívüli helyzetek megítéléséhez szükséges méréseket is, amelyek alapján az esetleges szmogriadó is elrendelésre kerülhet (Sándor 1999).

A nagyváros hatására kialakuló lokális szélrendszerrel kapcsolatos kezdeti vizsgálatok eredményei kissé ellentmondanak egymásnak, ugyanis Péczely (1962) szerint kimutatható a város által keltett, a centrum felé irányuló áramlás, míg Gajzágó (1967), valamint Bán és Gajzágó (1974) szerint rendszeresen jelentkező termikus városi szélről nem beszélhetünk. A jelenség numerikus modellezésére Magyarországon először F. Iványi (1980a, 1980b) tett kísérletet. Egy 2D-s, nem stacionárius dinamikai modellt mutat be, amely a felszín közelében lejátszódó energetikai változásokat is tartalmazza. A modellt 3 réteg alkotja: a felszín alatti, a felszín közeli lég- és az átmeneti réteg. A városi felszín hatását a felszíni érdesség, a párologtató képesség és az antropogén hő megadásával veszi figyelembe. A második részben a numerikus integrálást szélcsend és uralkodó szél jelenlétét feltételezve hajtotta végre két teljes napra. Bemutatja a számítások eredményeit: a felszíni energia-egyenleg tényezőinek napi menetét a külterület és a város felett, valamint a hőmérséklet- és szélmező napi változását a vizsgált terület felett, amely szerint a megváltozott városi felszín felett egy kétcellás cirkulációs rendszer alakul ki.

Az elmúlt bő egy évtizedben Budapest városklimájának tanulmányozása három intézmény (Országos Meteorológia Szolgálat, ELTE Meteorológia Tanszék, BMGE Áramlástan Tanszék) keretein belül folyt ill. folyik. Az egyik kutatási irány a helyi hősziget területi kiterjedésének és időbeli változásának tanulmányozása volt (Molnár 1998), a másik pedig a nagyváros klímamódosító hatásának elemzése újgenerációs műholdképek felhasználásával (Bartholy et al. 2003). A finomfelbontású infravörös műholdképekkel azonban nemcsak a főváros, hanem 9 más magyarországi nagyvárosnak a környezetükhöz viszonyított felszíni hőmérsékleti eltéréseinek elemzése is lehetővé vált (Dezső et al. 2005, Pongrácz et al. 2006a). Az eredmények szerint a legintenzívebb felszíni hősziget a nyári hónapokban a nappali időszakban figyelhető meg (Bartholy et al., 2005). A vizsgálat kiterjedt a közép-európai nagyvárosokra is (Dezső et al. 2006, Pongrácz et al. 2006b), valamint Szeged esetében összevetésre kerültek a műholdas és a felszíni léghőmérsékleti mérések értékei (Bartholy et al. 2009). A harmadik irány az épületek közötti áramlásnak, a szélviszonyoknak és a – többek között – a gépjárművek által kibocsátott szennyezőanyagok terjedési folyamatainak vizsgálata szélcsatornában ill. numerikus szimuláció segítségével (Lajos et al. 2003). A numerikus szimuláció legújabbban a városi hőmérsékleti különbség által generált cirkuláció modellezésére irányul, Szeged és környezetének digitális domborzatmodelljét és az itt meghatározott városmorfológiai és hőmérsékleti értékeket véve alapul (Kristóf et al. 2006a, 2006b, 2009).

Városklíma-kutatás Budapesten kívül néhány vidéki városunkban is folyt, vagy folyik. Eből a szempontból kiemelkedő helyet foglal el Szeged, hiszen a helyi kutatás több mint négy évtizedes múltra tekint vissza. Az első vizsgálódás (Jantos 1967) a város belső és külső részeinek hőmérsékleti eltéréseit tárgyalta egy belterületi (a JATE Éghajlattani Tanszékének tetején elhelyezett) és egy külterületi (repülőtéri) állomás 1951-65 közötti adatsora alapján. Az 1973 május-júniusában a tanszék által végzett egy hónapos méréssorozat célja egy – akkor

még – új lakótelep (Tarján) és egy viszonylag régebbi (Odessza) helyi klimatikus sajátosságainak összehasonlítása volt (*Probáld* 1976).

A város éghajlatmódosításának feltárásában nagy előrelépést hozott az a 10 egységből álló, s Szeged városmorfológiailag különböző pontjaiban fölállított állomáshálózat, amely 1977 júniusában *Péczely György* professzor előkészítő munkájának köszönhetően kezdte meg működését. Magyarország vidéki városainak viszonylatában máig is egyedülálló rendszer napi három alkalommal gyűjtötte a csapadék, a légnedvesség és hőmérséklet adatokat a hálózat 1981 elején történt megszűnéséig (*Unger* 1997a). *Károssy és Gyarmati* (1980) az így gyűjtött (1977-79 közötti advekciómentes napokon észlelt minimum- és maximumhőmérsékleti) adatokból izoterma térképeket szerkesztett, amelyek jól jellemzik a város hőmérséklet módosító hatását anticiklonális időjárási helyzetben, s amelyet később *Pelle* (1983) egészített ki. *Zsiga* (1983) a napi minimum- és maximumhőmérsékletek, illetve a város szerkezeti-morfológiai típusai közötti kapcsolatot elemezte, míg későbbi dolgozatában 1931-40 és 1971-80 közötti adatokból kiindulva a szélirány városon belüli módosulásait tárgyalta (*Zsiga*, 1988).

Az elmúlt csaknem két évtized szegedi városklíma-kutatását a sokoldalúság jellemezte. A vizsgálódások először a 10 városi és a külterületi állomás 3 éves (1978-80) adatsorára támaszkodtak. Jelentősebb területei a következők voltak: a hősziget évszakos szerkezete (*Unger* 1992a), az UHI évi és napi járása (*Unger* 1992b), a városi légnedvesség változása (*Unger* 1993, 1999a), a városi területek bioklimatológiai jellegzetességei (*Unger* 1995, 1998, 1999b), a makroszinoptikus helyzetek és a hősziget erősségének kapcsolata (*Unger* 1996a), az UHI és a szél, valamint a fűtési energiaigény kapcsolata (*Unger* 1996b, 1997a, 1997b).

Néhány éve kezdődött el a (napi maximális kifejlődésű) UHI keresztmetszet menti szerkezetének (*Unger és Sümeghy* 2001, *Unger et al.* 2001d, *Sümeghy and Unger* 2003a, *Unger et al.* 2004) és területi struktúrájának (*Unger et al.* 1999, *Unger et al.* 2000, *Unger et al.* 2001b, 2001c, *Sümeghy és Unger* 2003b, *Unger et al.* 2004) tanulmányozása és ezek modellezése (*Unger et al.* 2001a, *Bottyán and Unger* 2003, *Bottyán et al.* 2003, *Unger et al.* 2004, *Unger* 2006, *Balázs et al.* 2009), az UHI területi eloszlásának tipizálása (*Unger et al.* 2010b), illetve a városi növényzet fenológiai módosulásainak feltárása (*Gulyás et al.* 2003a, *Lakatos and Gulyás* 2003), valamint a különböző városi mikrokörnyezetek humán bioklimatológiai kiértékelése, modellezése, az objektív és szubjektív módszerek összehasonlítása (*Gulyás et al.* 2003b, 2003c, *Unger et al.* 2005, *Gulyás* 2005, *Gulyás et al.* 2006, *Kántor et al.* 2007, 2009). Később előtérbe került a városi felszíngeometria jellemzőinek feltárása és e jellemzők kapcsolatának vizsgálata a hőszigettel (*Unger* 2004, 2006, 2009, *Gál és Unger* 2008, *Gál and Unger* 2009, *Gál et al.* 2009). A kutatások további fontos iránya a városi levegőkörnyezet mesterséges (*Mayer et al.* 2004) és természetes (*Makra et al.* 2004a, 2004b) eredetű szennyeződésének feltárása. Újabban a városi felszín- és léghőmérséklet közötti kapcsolat megállapítására is irányulnak vizsgálatok (*Unger et al.* 2009, 2010a).

A Szegeddel kapcsolatos eredmények egy része a későbbiek folyamán részletesebben is kifejtésre kerül a dolgozatban.

A hazai városklíma-kutatásban Budapest és Szeged után Debrecen a harmadik legfontosabb központ. A város éghajlatáról *Justyák és Tar* (1994) készített kiadványt, amelyben a szerzők az egyetemi meteorológiai állomás hosszú észlelési sorozatának feldolgozásával, a makroklíma vizsgálati módszereivel és nézőpontjából megközelítve rajzolták meg Debrecen éghajlati képét. Számos debreceni kutatás a szegediekkel közös keretek között, párhuzamosan folyt (*Kircsi and Szegedi* 2003a, 2003b, *Lakatos and Gulyás* 2003, *Szegedi and Kircsi* 2003a, 2003b, *Bottyán et al.* 2005), így érdekes és újszerű összehasonlításra nyújthatnak lehetőséget. Újabb irányzat a különböző méretű települések által kiváltott hősziget nagyságának felmérése és a kifejlődés erősségének feltárása az időjárási paraméterek függvényében (*Szegedi* 2005, 2006), valamint a városi zöldterületeknek az UHI területi szerkezetére kifejtett hatásának vizsgálata (*Szegedi and Gyarmati* 2009).

Az eddig említett településeknél lényegesen kisebb lélekszámú, ráadásul egy ÉNy-DK irányú völgyben elhelyezkedő Egerben is folyt vizsgálat, ahol 1983-ban kezdődtek el a mérések egy 9 állomásból álló hálózat keretében (*Roncz* 1985). Az eredmények szerint a Bükk-hegység közelsége és a város völgyi helyzete miatt jellegzetes városklíma nem alakulhatott ki, de egy enyhe hőmérsékleti többlet azért kimutatható a belvárosban. A domborzat szélárnyékoló hatása a csapadék városon belüli területi eloszlását is módosította.

Végezetül ki kell térni az országhatáron túli, Kárpátalján történő, de erősen magyar vonatkozású kutatásokra is, melyek részben kapcsolódtak a debreceni és szegedi projektekhez. A vizsgálatok itt elsősorban Beregszász hőszigetére, annak empirikus modellezésére, illetve az azt környező különböző méretű települések által kiváltott hőszigetek erősségének különbségeire és azok magyarázatára irányulnak (*Molnár et al.* 2006a, 2006b, *László* 2009).

3. Vizsgált terület, adatgyűjtés, alkalmazott módszerek

3.1. Szeged földrajzi, éghajlati és városszerkezeti jellemzői

A város és környezete természeti földrajzi szempontból az Alsó-Tiszavidékhez tartozik, amely az ország legalacsonyabban fekvő régiója. Tengerszint feletti magassága alig változik, 75 és 83 m között váltakozik.

A nagyléptékű éghajlati felosztást tekintve az ország nagyobbik része – így a tárgyalt térség is – a Köppen-féle *Cf* (meleg-mérsékelt éghajlat, egyenletes évi csapadékeloszlással), vagy más felosztás szerint a Trewartha-féle *D.1* (kontinentális éghajlat, hosszabb meleg évszakkal) klímaövezetbe tartozik (Péczeley 1979). Az országon belüli finomabb körzetekre bontáshoz más osztályozási módszert kell alkalmazni, amit a víz- és energiaellátottság különbözőségeinek figyelembevételével lehet megoldani. A vízellátottság mérésére az ún. **ariditási index** (*H*) alkalmazható (Budyko 1971):

$$H = Q^*/(L \cdot p)$$

ahol Q^* – a sugárzási mérleg ($\text{MJm}^{-2}\text{év}^{-1}$), L – a párolgási hő (MJkg^{-1}) és p – a csapadék (mm), éves szinten. Ha a sugárzási mérleg országon belüli kis mértékű változásától eltekintünk, akkor az egységesen elfogadható $1760 \text{ MJm}^{-2}\text{év}^{-1}$ értéket figyelembe véve az ariditási index kiszámítására a

$$H = 1760/2,5 \cdot p$$

kifejezés adódik (Péczeley 1979), amelybe csak a csapadék évi összegét kell behelyettesíteni. E tényező szerint az éghajlati körzetek elhatárolása és elnevezése a következőképpen alakul:

<i>nedves</i>	– $H < 0,85$
<i>mérsékeltlen nedves</i>	– $0,85 < H < 1$
<i>mérsékeltlen száraz</i>	– $1 < H < 1,15$
<i>száraz</i>	– $1,15 < H$

Az energia- vagy hőtényezőt a vegetációs időszak (április-szeptember) átlagos hőmérséklete (t_v) alapján lehet figyelembe venni. Itt a kategóriák a következők:

<i>meleg</i>	– $17,5^\circ\text{C} < t_v$
<i>mérsékeltlen meleg</i>	– $16,5^\circ\text{C} < t_v < 17,5^\circ\text{C}$
<i>mérsékeltlen hűvös</i>	– $15,0^\circ\text{C} < t_v < 16,5^\circ\text{C}$
<i>hűvös</i>	– $t_v < 15,0^\circ\text{C}$

A két tényező elméletileg lehetséges 16 kombinációjából (éghajlati körzet) 12 realizálódik az ország területén. Szegedre és környékére a *meleg-száraz klíma* a jellemző, vagyis a nyár meleg, aszályra hajlamos, bőséges a napfénytartam, aránylag kicsi a páratartalom és a felhőzet, télen kevés a hócsapadék, emiatt vékony a hótakaró.

A vizsgált térség átlagos havi és évi éghajlati adatait a 3.1.1. táblázat tartalmazza. Ezekből a klimatikus paraméterekből világosan látható, hogy a város klímamódosító hatásának tanulmányozására Szeged kifejezetten alkalmas, hiszen a nem túl csapadékos, kevésbé szeles és felhős időjárás kedvez a kisléptékű éghajlati folyamatok érvényesülésének, így a városi hősziget kialakulásának is.

Hazai nagyvárosaink terepi elhelyezkedésük szerint a három orográfiai tájtypusba sorolhatók: völgyben fekvő, hegyvidék és síkság találkozásánál lévő, valamint síksági felszínen fekvő. Az első két eset a városklíma kifejlődésének bonyolultabb típusát jelenti, mivel ezek-

nél a változatos orográfiai viszonyok nagymértékben zavarják a mesterséges hatások érvényesülését és azok felismerését, elkülönítését. A „tisza” városi éghajlat kialakulására a domborzat (és a nagy víztömeg) hatásaitól mentes, tehát a síkvidéki nagyvárosok a legmegfelelőbbek. Az általánosítható törvényszerűségek levonására az ilyen települések részletes klimatikus felmérése és az eredmények sokoldalú feldolgozása szolgáltathatja a legjobb alapot.

3.1.1. táblázat Szeged térségének havi és évi éghajlati átlagértékei (Péczeley 1979, 1984)

	J	F	M	A	M	J	J	A	Sz	O	N	D	év
globálisugárzás (MJm ⁻²)	114	177	325	456	594	635	655	567	410	273	122	83	4411
napfénytartam (h)	64	90	143	187	258	271	309	286	211	152	79	52	2102
felhőzet (%)	71	65	59	59	53	51	42	39	42	54	69	75	57
szélsebesség (m/s)	3,3	3,4	4,0	3,7	3,2	2,9	2,9	2,7	2,6	3,0	3,0	3,7	3,2
léghőm. (°C)	-1,2	0,6	6,3	11,4	16,8	20,0	22,4	21,4	17,5	11,9	5,9	1,4	11,2
párányomás (hPa)	5,1	5,3	6,7	8,6	12,0	14,5	15,2	14,6	12,6	10,1	7,7	6,0	9,8
relatív nedv. (%)	83	79	73	66	64	62	58	59	65	73	82	84	71
csapadék (mm)	32	34	38	49	61	68	51	48	47	52	52	41	573



3.1.1. ábra Az (a) úthálózat, (b) vasútvonalak, (c) körtöltés és a fő beépítettségi típusok Szegeden: (d) mezőgazdasági és szabad terület, (e) ipari és raktározási terület, (f) családi házak, (g) panel lakótelepek, (h) belváros, 2-4 emeletes épületekkel

Szeged az ország egyik legfontosabb oktatási, kulturális és kereskedelmi központja (46°É, 20°K). Közigazgatási területe 281 km², állandó lakóinak száma pedig kb. 170.000 fő. A város szerkezeti sajátosságait – a múlt század végi újjáépítésből adódóan – a Tisza folyóra, mint tengelyre épült sugárutas-körutas rendszer adja (3.1.1. ábra). Ennek az az előnye, hogy a város szerkezete jól áttekinthető tagozódást mutat, viszont hátránya, hogy így a forgalom a városmag felé koncentrálódik, amely maga után vonja az ezzel járó fokozottabb belterületi légszennyeződést is. A város főbb ipartelepei az ÉNy-i területeken helyezkednek el, így az ipari eredetű légszennyeződést az év nagy részében uralkodó északias és nyugatias áramlások éppen a városközpont felé viszik.

A város szerkezete jelentősen módosult főleg 1968-1978, kisebb mértékben pedig 1978-1988 között a peremvárosi területeken létesült hatalmas méretű panelépítésű lakótelepek következtében. Létrehozásuk sajátos szerkezeti tagoltságot visz a városi morfortextúrába azzal,

hogy a néhány emeletes házakkal sűrűn beépített centrum és a viszonylag új lakótelepek nagy vertikális kiterjedésű, de lazább elhelyezésű épületei között megmaradt egy alacsonyszintű, sok zöldterülettel és kerttel rendelkező vegyes városrész. Korábban ez a terület fokozatos átmenetet jelentett a sűrűben beépített városmag és a beépítetlen szabad területek között. Ennek is az eredményeképpen Szegedet a különböző városmorfológiai típusok színes skálája jellemzi (3.1.1. ábra): sűrű beépítésű belváros, nagy panelházak alkotta lakótelepek, ipari és raktározási körzetek, családi házas kertvárosi övezetek, parkok zöldterületei, a várost átszelő Tisza folyó és a külterületek mezőgazdasági földterületei.

3.2. Hőmérsékleti adatgyűjtés

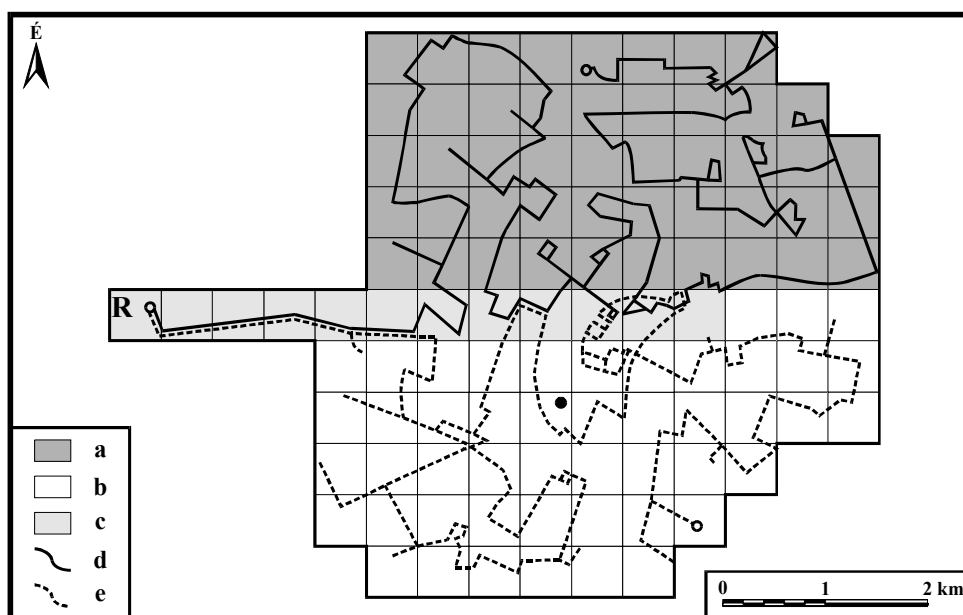
3.2.1. Mobil léghőmérséklet mérések

Területi mérések

Az eredmények első 5 alfejezetéhez szükséges hőmérsékleti értékeket mérőautókkal elvégzett kétszer 1 éves mérési sorozat szolgáltatotta, amely a város lehatárolt területeiről szolgáltatott adatokat különböző meteorológiai viszonyok mellett. A gépkocsival végzett mobil mérést egyébként általános eljárásnak tekinthetjük bizonyos városklíma jellemzők detektálására (e.g. *Conrads and van der Hage* 1971, *Johnson* 1985, *Moreno-Garcia* 1994, *Klysik and Fortuniak* 1999, *Alonso et al.* 2003, *Stewart and Oke* 2006, *Sun et al.* 2009).

Az UHI területi szerkezetének és a keresztmetszeti hőmérsékleti profil vizsgálatához, valamint a statisztikai modellezéshez (4.1-3. fejezetek) az 1999. március – 2000. február közötti mérések adatait használtuk fel.

A vizsgált területet az Egységes Országos Térképrendszer (EOTR) 1:10.000-es méretarányú topográfiai térképein alkalmazott 1x1 km-es négyzetháló elemeinek negyedelésével kapott gridhálózat fedi le (3.2.1. ábra). A hálózat 107 db 0,5x0,5 km-es négyzetből áll (26,75 km²), mely Szeged városi és elővárosi negyedeit foglalja magába, mint pl. *Jendritzky and Nübler* (1981), *Park* (1986) és *Lindberg et al.* (2003) kutatásaiban. A kereten kívül eső részek gyakorlatilag falusias jellegűek, ezért nem kerültek be a vizsgált területbe. Ez alól a város nyugati peremének négy cellája jelent csak kivételt, melyek a vidéki és a városi területek hőmérsékleti különbségeinek megállapításához szükségesek. Tekintettel a mérés technikai kivitelezhetőségére (a mérőútvonalak oda-vissza bejárása ne vegyen igénybe 3 óránál többet), a területet nagy kiterjedése miatt É-i és D-i szektorra kellett osztani. Az É-i rész 59 db (14,75 km²), a D-i 60 db (15 km²) négyzetből állt és a kettő közötti folyamatos átmenet biztosítására volt egy 12 gridből (3 km²) álló közös rész is. A szektoronkénti mérőútvonalak minden cellát érintettek és a külterületi – városi hatásoktól mentes – cellából indultak (R a 3.2.1. ábrán), az oda-vissza mért hosszuk 75 és 68 km volt az É-i illetve a D-i szektorban. Az értékelés során a nyugati cella hőmérsékleti adatai jelentik a természetes háttérklíma adatait, vagyis viszonyítási értékeket a városban mért adatok számára.



3.2.1. ábra A vizsgált terület felosztása 0,5x0,5 km-es négyzetekre, a külterületi elhelyezkedésű cella (R), az Északi- (a) és Déli-szektor (b) a közös átfedő rész (c), valamint a szektoronkénti mérési útvonalak (d, e). Az egyetem automata mérőállomását • jelöli.

1999-2000-ben a mérések egy éven át heti rendszerességgel folytak egy autóval (összesen 48-szor), felváltva a két szektorban, lehetőség szerint a hét ugyanazon napján, biztosítva ezzel a különböző időjárási viszonyok bekövetkezését (ez alól kivételt csak a csapadékos napok képeztek). A hőmérsékletet egy sugárzásvédelemmel ellátott szenzor mérte (LogIT HiTemp), amely digitális adatgyűjtő berendezéshez kapcsolódott (LogIT DataMeter 1000). Ebben az időszakban 16 másodpercenként került sor az értékek rögzítésére, így a mérőautó $20\text{--}30\text{ kmh}^{-1}$ -es átlagsebessége mellett a mérési pontok közötti távolság $89\text{--}133\text{ m}$ között változott. A rúd-ra rögzített szenzor a földfelszíntől $1,45\text{ m}$ -es magasságban helyezkedett el és $0,60\text{ m}$ -rel nyúlt ki a mérőautó elé (3.2.2. ábra), hogy a motor által termelt hő hatása ne befolyásolja a mért értékeket, hasonlóan pl. a Ripley *et al.* (1996) által Kanadában, Saskatoonban alkalmazott eljáráshoz. A hőmérséklet esetében a külterületen ajánlott mérési magasság $1,5\text{--}2\text{ m}$ (Oke 2004a), míg az UCL-en belül $1\text{--}5\text{ m}$, ugyanis ebben a rétegben a hőmérséklet függőleges gradiense igen kicsi, eltekintve a vízszintes és függőleges értelemben vett felszínközeli néhány dm-es rétegtől (Nakamura and Oke 1988, Oke 2004a, Ali-Toudert and Mayer 2007). Ezek szerint az alkalmazott szenzormagasság és az utcán haladó autó több m-es távolsága a házfalaktól megfelelőnek tekinthető. A viszonylag kis sebesség biztosította, hogy a szenzor megfelelően át-
szellőzzön, de hűtőhatás ne lépjen fel és így minden pillanatban valóban a környező levegő hőmérsékletét rögzítse. Mivel a mérések a késő esti órákban történtek, a gyér közlekedési forgalom nem akadályozta a mozgást. A feltétlenül szükséges megállások (pl. piros lámpa, sorompó) során rögzített adatokat kivettük az adatállományból.



3.2.2. ábra A mérőautók a rúdra felszerelt hőmérsékleti szenzorral

Az UHI tipizálásához, valamint a felszíngeometria és az UHI közötti kapcsolat feltárásához (4.3-5. fejezetek) a 2002. április – 2003. március közötti mérések adatait használtuk fel.

Ennek az időszaknak a módszerei és területe lényegében megegyeztek a fentiekben ismertetettekkel, ezért most csak az eltérésekre térek ki: (i) Ekkor átlagosan havonta 3-szor, összesen 35 adatgyűjtés volt. Ez azonban csak látszólag jelent kevesebb információt, ugyanis ekkor már két mérőautóval folyt a munka, egyszerre az É-i és D-i részen (3.2.3. ábra). (ii) Most kisebb volt a közös rész (6 db cella nyugaton), így az É-i rész 53 db ($13,25\text{ km}^2$), a D-i pedig 60 db (15 km^2) négyzetből áll. (ii) További különbség volt, hogy az adatokat már 10 másodperces időközönként rögzítettük, amely a mérőautók átlagos $20\text{--}30\text{ kmh}^{-1}$ -s sebességénél azt jelentette, hogy a mérési pontok között átlagosan $55\text{--}83\text{ m}$ volt a távolság a mérési útvonalak mentén.

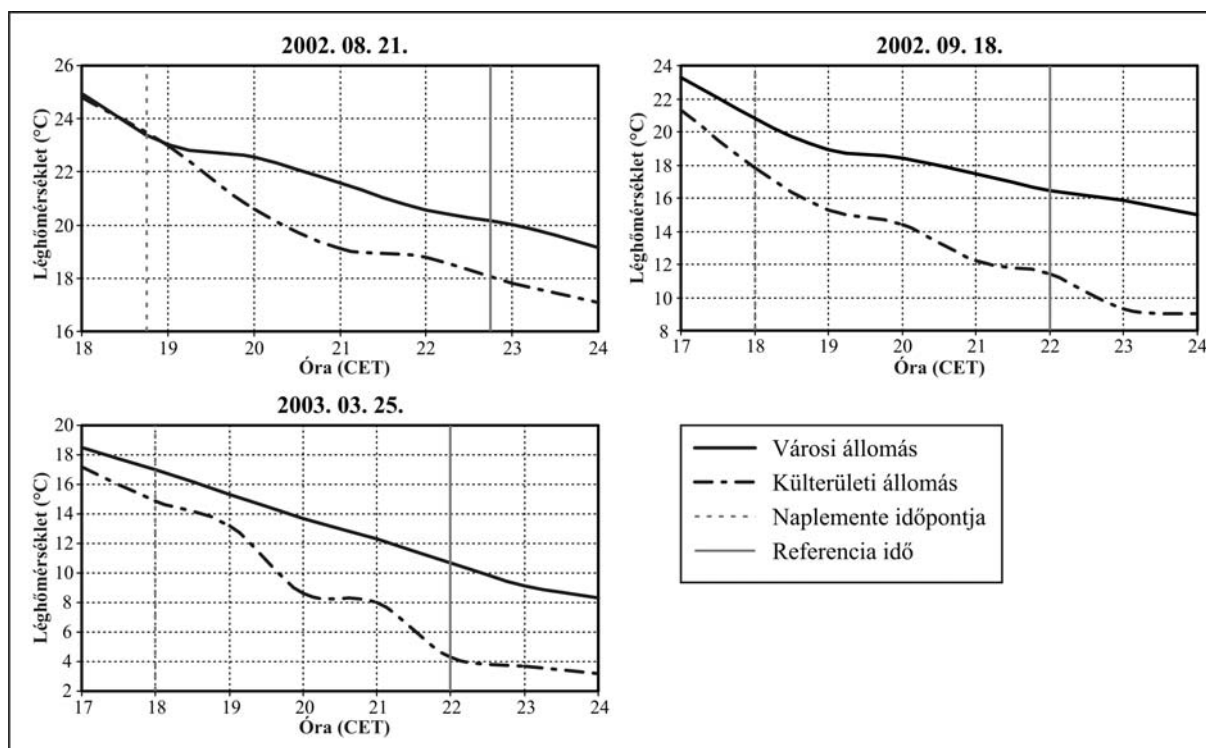
(Megjegyzés: Ebben az időszakban egy közös projekt keretében a szegedivel azonos mérési napokon és időintervallumban Debrecenben is folytak mérések, hasonlóan itt is két autóval, egy $26,25\text{ km}^2$ -es és összesen 105 cellára kiterjedő területen.)

A cellákban a különböző időben – de az összevethetőség miatt ezért oda-vissza mért értékeket – át kellett számolni egy időpontra, felhasználva azt a tényt, hogy a hőmérséklet a mérés ideje alatt nagyjából lineárisan változott. Ezt a – néhány órával a naplemente utáni – álta-

lánosságban tapasztalt linearitást korábbi kutatások támasztják alá (e.g. *Oke and Maxwell* 1975). Esetünkben, megvizsgálva az állandó – a külterületen és a belváros közelében lévő és 1998 óta működő egyetemi (lásd 3.2.1. ábra)– mérőállomások adatsorait a mobil mérések napjain, szintén hasonló viselkedést tapasztalható a hőmérséklet menetében a kérdéses időszakban (3.2.4. ábra).



3.2.3. ábra A vizsgált terület és a 2002-2003-as mérési hálózat Szegeden: (a) szabad terület, (b) beépített terület, (c) a vizsgált terület határa, (d) körgát és a (e, f) mérési útvonalak



3.2.4. ábra A hőmérséklet menete a naplemente utáni órákban a külterületi és a városi (egyetemi) állomáson néhány mérési napon

A referencia-idő kiválasztása (vagyis a nap folyamán a maximális erősségű hősziget bekövetkezésének valószínű időpontja, amelyre az időkorrekció történt) – az előzetes helyi kutatások eredményeit alapul véve (*Boruzs és Nagy 1999*) – Szegeden 4 órával a naplemente utánra esett. Ezekből a korrigált – cellánkénti – értékekből kivonva a külterületen elhelyezkedő cella (R a 3.2.1. ábrán) hőmérsékleti értékét (T_R), adódnak az aznapi cellánkénti maximális hősziget-intenzitás (abszolút) értékei (ΔT), amelyek a cellák középpontjaira vonatkoznak:

$$\Delta T = T_{\text{cella}} - T_R \quad (3.2.1-1)$$

A hősziget szerkezetének összehasonlító tanulmányozása során az abszolút intenzitás ($^{\circ}\text{C}$) vizsgálata mellett hasznosnak bizonyul az ún. **normalizált intenzitás** (ΔT_{norm}) vizsgálata is (lásd 4.2. és 4.4. fejezet), amely egy 0 és 1 közötti dimenzió nélküli érték és a következőképpen származtatható:

$$\Delta T_{\text{norm}} = (T_{\text{cella}} - T_R) / (T_{\text{cella(max)}} - T_R) \quad (3.2.1-2)$$

ahol $T_{\text{cella(max)}}$ annak a városi cellának a hőmérséklete, amely az adott napi észlelés során a vizsgált cellák között a legmelegebbnek bizonyult.

A vizsgát terület hőmérsékleti mezőinek izotermáit a standard Kriging eljárással interpoláltuk a cellák (abszolút ill. normalizált) hőmérsékleti adataiból.

Mérések kiválasztott É-D-i városi keresztmetszet mentén

A felszínhőmérséklet és a léghőmérséklet közötti kapcsolatok feltárásához (4.6. fejezet) szükséges méréseket 2008. aug. 12-én és 14-én végeztük, úgy időzítve, hogy azok közvetlenül a naplementét követő 1,5-2 órás időszakra essenek. Ekkor ugyanis már nem lépett fel az a direkt sugárzás, amely a hőkamera felvételeiben zavarokat eredményezett volna, valamint nem sértette meg az este 10 óra utáni repülési tilalmat sem (lásd 3.2.2. fejezet). Mivel a naplemente helyi idő szerint 19.57-kor (17.57 UTC) volt, a légi felvételezés és a felszíni mérések 20.30-21.30 (18.30-19.30 UTC) közé estek. Így a mérések középidőjének a 21.00 (19.00 UTC), a naplemente utáni 1. óra tekinthető.

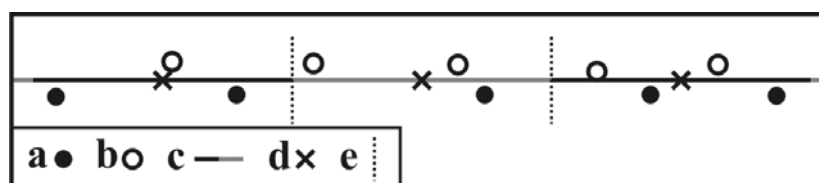
Ezen a két estén az adatrögzítés 2 másodpercenként történt, vagyis a 20-25 kmh^{-1} -s haladási sebességnél a mérési pontok között 11-14 m volt a távolság, mely pontok helyzetét GPS vevő rögzítette az útvonal mentén.

A 11,8 km hosszú mérési útvonal tulajdonképpen Szeged egy É-D-i keresztmetszetét jelentette, amely tartalmazta a város jellegzetes területhasználati típusait (panel lakótelepek, kertvárosi övezet, belváros, ipari-raktárházak terület) (3.2.5. ábra). A 60 perces mérés az útvonal mentén oda-vissza történt, a későbbiekben felhasznált értékek a mérés középidőjére (19.00 UTC) vonatkoznak. Ennek érdekében az útvonalat 15 m-es szakaszokra tagoltuk, majd átlagoltuk az adott szakaszon az oda- ill. visszafelé mért értékek átlagait (3.2.6. ábra). Így mérésenként 786 db (összesen 1572 db) T_a értéket kaptunk, melyeket a kétszeres átlagolás miatt a szakaszok középpontjaira vonatkoztattuk. Ez a vonatkoztatás egy egyenletes (15 m-enkénti) értékelosztást biztosít az útvonal mentén.

Az útvonal menti pontok relatív hőmérsékletét (vagyis a városi hősziget intenzitását) úgy határoztuk meg, hogy a pontonkénti értékekből levontuk a legalacsonyabb hőmérsékletű pont értékét.



3.2.5. ábra A jellemző beépítettségi típusok Szegeden: (a) belváros, (b) panel lakótelepek, (c) kertvárosi övezet, (d) ipari és raktározási terület (e) mezőgazdasági és szabad terület, valamint: (f) keresztmetszeti mérési útvonal, felszínhőmérsékleti mintavételi pontok: (g) aszfalt, beton, köburkolat, (h) füves felszín (i) vízfelszín, (j) talaj, kavics, homokos felszín, (k) a 4.6.3. és 4.6.4. ábrán bemutatott terület határa (EOV koordináták: Y 732700-736700, X 99200-104500)



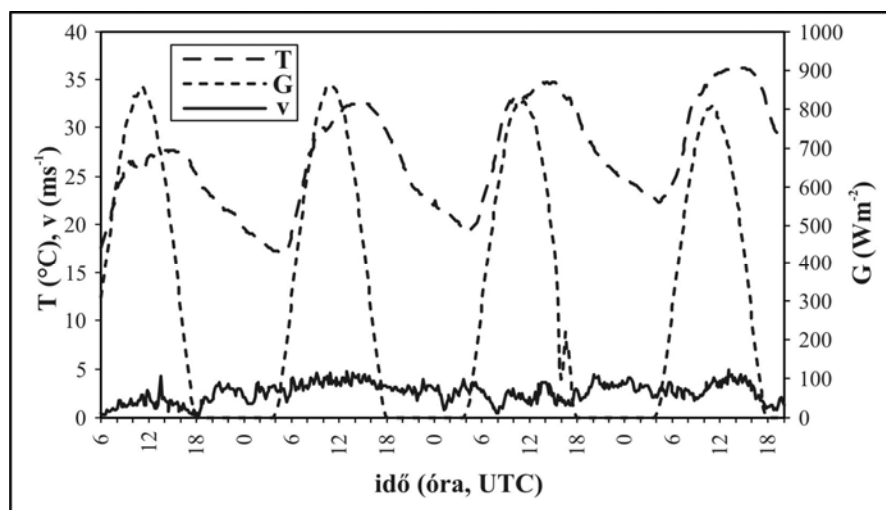
3.2.6. ábra Példa az oda-vissza úton az átlagolásnál figyelembe vett hőmérsékleti értékek helyeire (helyek az (a) oda- és a (b) visszaúton, (c) 15 m-es szakaszdarabok, (d) szakaszközpontok, (e) szakaszhatárok)

Időjárási helyzet a 2 keresztmetszeti mérés idején és előtte

Az észlelt hőmérsékleti értékek nemcsak az adott időpillanatban uralkodó környezeti körülményektől, hanem az azt megelőző (néhány órás vagy napos) időszak körülményeitől is függenek. Ezért egy rövid jellemzést adok a méréseket megelőző 36 órás időszak (2 nappal, 1 éjszaka) időjárási viszonyairól.

A városra vonatkozó időjárási körülmények elemzése a belváros szélén elhelyezkedő egyetemi állomás észlelései alapján történt (3.2.7. ábra). Ezeken belül is a globálsugárzás (G) és a szélsősebesség (v) értékei a legfontosabbak, hiszen ezek tükrözik vissza azt, hogy a kérdé-

ses időszakban mennyire volt nyugodt és derült az időjárás. Az adatok szerint zavartalan volt a besugárzás a nappalok folyamán (szabályos haranggörbe-alakú G menetek), $810\text{--}860\text{ Wm}^{-2}$ körüli maximális értékekkel. Összességében a szél is mérsékelt maradt ($0\text{--}4,7\text{ ms}^{-1}$), a mérések alatt $0,8$ és $3,1\text{ ms}^{-1}$ között ingadozott. Mivel a mérés a felszín felett 26 m -es magasságban történt, feltételezhető, hogy az utcák szintjében a mértnél jóval mérsékeltőbb volt a légmozgás. Meglehetősen meleg napokról van szó, a hőmérséklet maximuma $28\text{--}36^\circ\text{C}$ között volt és hajnalonként sem csökkent 17°C alá.



3.2.7. ábra A globálisugárzás (G), a léghőmérséklet (T) és a szélesség (v) menete az egyetemi állomáson a mérések alatt és az őket megelőző 36 órában (2008. aug. 11. 06.00 UTC és aug. 14. 20.00 UTC között)

Tehát a 4.6. fejezetben vizsgált időszakban olyan időjárási viszonyok uralkodtak Szege- den, amelyek elősegítették a felszíni sajátosságok mikroklíma alakító hatásának erőteljes ér- vényre jutását.

3.2.2. Felszínhőmérséklet mérések

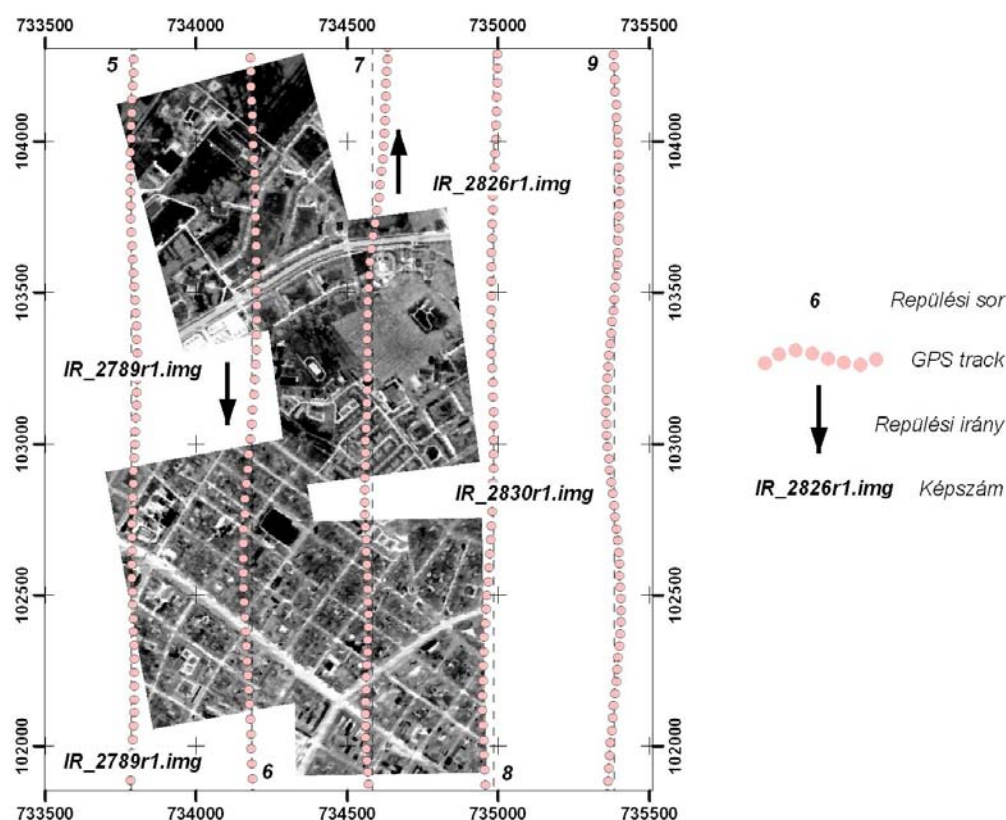
Felszínhőmérséklet mérés repülőgépen elhelyezett hőkamerával

A hőkamerás mérések egy kisformátumú digitális légi felvételező rendszerrel történtek, melynek alapját egy FLIR típusú ThermoCAM P65 jelzésű hőkamera adja (3.2.8. ábra), to- vábbi eleme a navigációt segítő és a repülési útvonalat rögzítő térinformatikai GNSS vevő. A kamera rendkívül hőérzékeny ($0,08^\circ\text{C}$) detektorral felszerelt, kis súlyú, gyors reakcióidejű ké- szülék. A felvételek során 320×240 képpontból álló hőmérsékleti képet készít, amely meg- egyezik a beépített detektor felbontásával. Az objektum által kibocsátott infravörös sugárzás a germániumlencséből álló objektívra esik. A tárgylencse mögött található az ún. kiválasztó rendszer, amely két oktaéderprizmából áll, az egyik függőleges síkban, míg a második víz- szintes síkban forog. A kiválasztó rendszeren való áthaladás következtében lineáris kép alakul ki. A kamera -40°C és $+500^\circ\text{C}$ közötti tartományban képes mérni.

A repülési tervben rögzítendő fontos paraméter a képkészítés sűrűsége. Ehhez a repülési sebesség és a lefedett terület méretei mellett – mely utóbbi fix objektív esetén csak a repülési magasság függvénye – meg kell határozni a szomszédos képek és a képsorok távolságát is. A későbbi utófeldolgozás érdekében minimálisan 20-30%-os átfedést kell biztosítani. Ezek fi- gyelembe vételével a felszín felett 2000 méteres magasságról, 120 km/h -s sebesség mellett a képkészítés gyakorisága $1\text{ kép}/4\text{ másodperc}$, a szomszédos sorok távolsága pedig – a repülési irányra merőlegesen állított kamera esetén – 400 méter volt (3.2.9. ábra).



3.2.8. ábra A FLIR típusú ThermaCAM P65 jelzésű termokamera (balra) és a Cessna kisrepülőgép (jobbra)



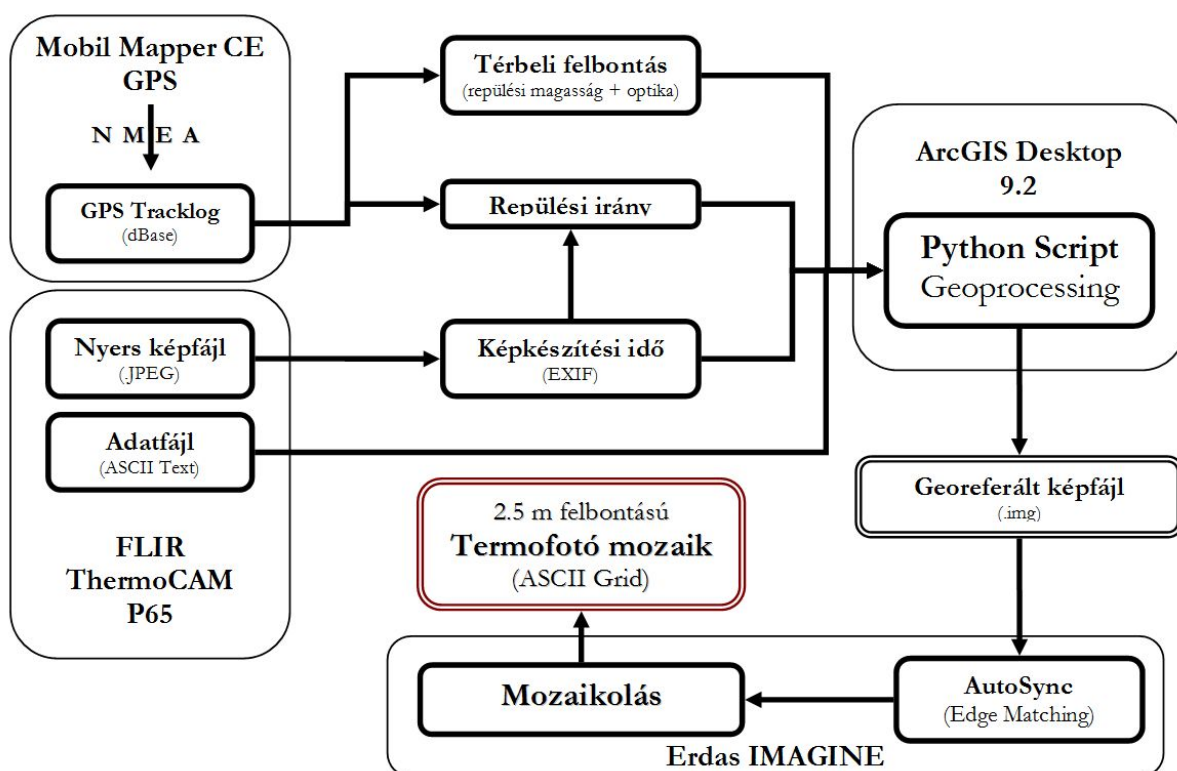
3.2.9. ábra A felvételezett terület egy részlete a tervezett és tényleges repülési útvonalakkal, néhány példaképpel és jellemző paraméterrel

A felvételezés során az előre megtervezett nyomvonalon történő navigálást, és a tényleges repülési útvonalat egy Thales Mobil Mapper CE típusú térinformatikai GNSS vevő rögzítette és az adatok utófeldolgozásával adódott a repülés méteres pontosságú GPS track-je.

A felvételek elkészítése után nyílik lehetőség az utófeldolgozásra, amelynek során a hőképek elemzésére kifejlesztett professzionális szoftver segítségével valamennyi paraméter újra beállítható, pontosítható. A párhuzamosan végzett terepi mérések eredményeivel az egyes pixel értékek ellenőrizhetővé és kalibrálhatóvá váltak. Az egy este készült felvételek időrendi

sorbaállítás után a terepi felmérések hőmérsékleti értékeinek megfelelően finomítottuk az elkészített hőképeket.

A hőképek feldolgozásának következő lépésében a GPS által másodpercenként rögzített állományból kinyertük a repülés tényleges útpontjainak koordinátáit, illetve idő adatát. Az így generált dBASE tábla rekordjait az idő mező alapján összekapcsoltuk a kamera log fájlal. Ezzel a művelettel minden képközépponthoz valós EOVS (Y,X) koordinátákat rendeltünk. A következő lépésben ezeket a koordinátákat – és a felszíni felbontás értékét – használtuk fel az ún. world fájlok létrehozásához. A world fájlok egyszerű szöveges formátumok, melyekkel a hőmérsékleti képfájlokhoz rendeltünk térképi koordinátákat. A world fájlok segítségével durva geometriai korrekció valósult meg, melynek pontossága – a repülési körülményektől függően – 100-150 méter. Következő lépésben az önálló felvételek összeillesztésével és pontos geokorrekciójával a teljes felvételezett területet lefedő, 2,5 m-es felbontású fotómozaikot állítottunk elő (3.2.10. ábra).

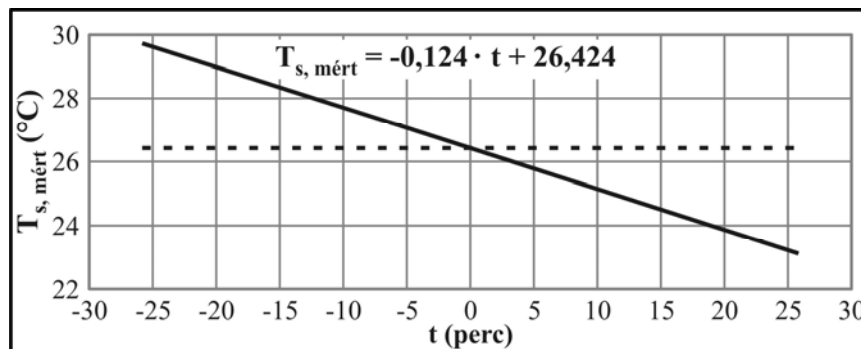


3.2.10. ábra A felvételek feldolgozásának folyamatábrája a nyers légifelvételről a fotómozaikig

Feltételezhető volt, hogy a repülések ideje alatt (50 ill. 51 perc aug. 12-én és 14-én) bizonyos csökkenés mutatkozik a felületek hőmérsékletében. Amennyiben ez az időtől való függés szignifikánsnak bizonyul, akkor a területi összehasonlítás érdekében a kapott pixelértékeket az általános hűlési tendenciának megfelelően korrigálni kell a felvételezés középidéjére, ami körülbelül 19.00 UTC volt. A két nap közül csak 14-én volt kimutatható szignifikáns trend, a regressziós egyenest a 3.2.11. ábra ábrázolja (a pixelértékek felhőjét a nagy elemszám (6,2 millió) miatt nem lehet bemutatni). Annak érdekében, hogy a pixelértékeket a felvételezés középidéjére vonatkoztathassuk, a kapott hűlési tendenciát figyelembe vevő (a képkészítés idejétől függő) korrekciót hajtottunk végre minden egyes pixelre: a középidő előtti értékeket időarányosan csökkentettük, míg az utána felvett értékeket időarányosan megnöveltük:

$$T_{s,\text{mért}} = -a \cdot t + b \quad T_s = T_{s,\text{mért}} + a \cdot t \quad (3.2.2-1)$$

ahol $T_{s,\text{mért}}$ = az eredeti pixelérték, a = a trendegyenes meredeksége, t = az idő percben (-25,5 – 25,5), b = a trendegyenes értéke a középidőnél és T_s = a korrigált pixelérték. A továbbiakban mindkét napon T_s jelöli az elemzésbe bevont felszínhőmérsékleteket, amelyek az előzőek szerint 12-én korrigálatlan, míg 14-én korrigált értékeket jelentenek.



3.2.11. ábra A pixelértékek ($T_{s,\text{mért}}$) regressziós egyenese az idő (t) függvényében (2008. aug. 14.)

Kézi felszínhőmérséklet mérések reprezentatív városi felszínek kiválasztott pontjaiban

A város két mintaterületén (belváros, lakótelep-bevásárló központ) 40, reprezentatív városi felszíntípussal rendelkező (aszfalt, beton, kő, fű, talaj, víz) pontban megmértük a felszínhőmérsékletet kézi kontakt-mérővel (DCP D100047 ProTemp szenzor, LogIT DataMeter 1000 adatgyűjtő) (lásd 3.2.5. ábra). Ezekre a T_s értékekre a hőkamerával készített légifelvétel kalibrálása céljából volt szükség, így a felvételek relatív termális skáláját abszolút skálává lehetett átalakítani.

3.3. 2D-s és 3D-s városi felszínparaméterek meghatározása

3.3.1. A 2D-s városi felszínparaméterek műholdas kiértékelése

A felszín eltérő jellegzetességű részeinek számszerű elkülönítése a SPOT műhold XS felvételének kiértékelésével történt, kombinálva a GIS (földrajzi információs rendszer) módszerével (Mucsi 1996). A felvétel felbontása, vagyis egy pixel nagysága 20x20 m volt, amelynek révén kisebb területi egységek sajátosságait is fel lehetett tárni. A kiértékelés ERDAS IMAGINE térinformatikai szoftverben történt az ún. **Normalizált Vegetációs Index** (*Normalised Difference Vegetation Index* – NDVI) számításával. Az index pixelenkénti értékeit a következő egyenlet adja meg (Gallo and Owen 1999):

$$\text{NDVI} = (\text{IR}-\text{R})/(\text{IR}+\text{R}) \quad (3.3.1-1)$$

ahol IR a pixel reflektancia értéke a közeli infravörös sávban (0,72–1,1 µm), R pedig látható vörös sávban (0,58–0,68 µm). Az NDVI értéke +1 és -1 között váltakozik a biomassza tömegének megfelelően: ha erdős vegetáció van a területen, akkor $\approx +1$ (+0,4–0,5 felett teljes borítottságról beszélhetünk), ha füves vegetáció, akkor $\approx 0,2$ –0,5, ha vízfelszín, akkor az érték -1 felé közelít. Segítségével a zöldfelületeken kívül a beépített (B), a vízzel borított (W) és az egyéb felszíneket is el lehet különíteni és nagyságrendileg meghatározni. Esetünkben a cellákra vonatkoznak a B és W százalékos arányai.

3.3.2. A 3D-s városi adatbázis létrehozása

A térinformatika speciális ága a digitális fotogrammetria, definíciója szerint a tárgyakról azok érintése nélkül elkészített képek létrehozásának, majd a képek kezelésének és feldolgozásának tudománya. A képek digitális kamerákkal készülnek, vagy az analóg információhordozónak tekintett hagyományos film adatmennyiségét kell szkenneléssel digitális formára hozni. A fotogrammetriai feldolgozás folyamán a képek felvételkori elhelyezkedését és irányítottságát állítjuk vissza (külső tájékozás). A tájékoztatást követően lehet az emberi térlátáshoz hasonlóan a két helyről készített képek felhasználásával a térbeli kiterjedéseket mérni, térképezni.

A felhasznált alapadatok, szoftverek és térképek

Raszteres alap: A Szeged várost lefedő légifelvételek (30 db) eredeti negatívjai kb. 60%-osan fedik egymást, ezeket szkennelre digitalizáltuk 14 mikron felbontásban, így egy felvétel mérete TIFF formátumban közel 900 Mbyte. A légifelvételek főbb adatai:

- repülési idő: 1992. november 13., 11:45–12:15 (legnagyobb napmagasság),
- felvételi méretarány: 1:11.000,
- repülési magasság: 1760 m.

Vektoros alap: Az épületek alaprajza DXF formátumban állt rendelkezésünkre. A vektoros állomány középhibája 10 cm, tehát geodéziai pontosságúnak tekinthető.

Szoftverek: ERDAS IMAGINE, valamint a hozzá felhasznált OrthoBASE, Stereo Analyst és a VirtualGIS modulok. ESRI ArcView és Xtools extension.

1:10.000 méretarányú térképek: EOTR földmérési-topográfiai térképek, szelvényszámuk: 27-323, 27-332, 27-341, 27-342, 27-343.

Feldolgozás

Domborzatmodell: A Digitális Domborzatmodell (DDM) általános térbeli modell, amely a lecsupaszított földfelületet jelenti tereptárgyak nélkül. Szeged esetében kicsi a függőleges ta-

goltság (75,5–83 m), azonban a domborzatmodell meghatározza az ortofotó pontosságát. A 1:10.000 méretarányú térképek digitalizálása után vektorizáltuk a szintvonalakat ERDAS IMAGINE-ben (Arc/Info formátumban), majd a Create Surface alkalmazás segítségével elkészítettük a terület domborzatmodelljét. A későbbiekben a DDM-t felhasználtuk az ortofotók készítéséhez és a modell megjelenítéséhez a VirtualGIS-ben.

Légifelvételek (import művelet és ortokorrekció): A légifényképek formátumai a TIFF, BMP, PCX, LAN. A TIFF esetében az Erdas IMAGINE nem csupán az egyszerű TIFF formátum, hanem a GeoTIFF és a TIFF World beolvasására is képes. A későbbi felhasználás végett szükséges a TIFF formátum IMG formátumra való átalakítása, mely az ERDAS IMAGINE saját formátuma. Az importálás során elkészülnek a képekhez tartozó RRD file-ok is. A program ezekkel igen nagy adatmennyiséget (az összes légifotó több, mint 30 GByte) képes képpiramis-elvű adattárolással kezelni.

Az ortokorrekció – melynek alapja a DDM – során a képpontok pixelről pixelre síkrajzi értelemben a helyükre kerülnek. A folyamat részletei a következők: a Block File létrehozása, a digitalizált IMG formátumú légifelvételek beolvasása a Block File-ba, a Piramis Layer-ek kiszámítása, a kapcsolópontok és illesztőpontok mérése, a légi-háromszögelés, az ortofotók készítése és minőségének ellenőrzése, valamint a mozaikolás.

Épület-alaprajzok: 15 négyzetméterben állapítottuk meg a határt, ami alatt nem érdemes épületadatot mérni, hiszen ezeknek az apró (szobányi) méretű épületeknek a hőfelvétele és hőleadása elhanyagolható, másrészt a légifelvételeken nem mindig képződnek le.

Ennek alátámasztásaként egy kertvárosi és egy belvárosi cellát megvizsgálva az derült ki, hogy a kertvárosban a 15 m²-es terület alatti épületek darabszáma kb. fele (51,2%) a cellához tartozó összes épület számának, viszont ez a cella teljes épületterületének csak 4,5%-a. A belvárosban az épületek kb. egyharmada (37,1%) kisebb a határértéknél, de összesen a cella teljes épületterületének csupán az 1,7%-át teszik ki. Ha ezeknek a kis alapterületű épületeknek is kiszámítanánk a térfogatát, akkor – kis magasságuk miatt – még hatványozottabban kisebb szerephez jutnának egy cellában.

A könnyebb tájékozódás miatt az épület-alaprajzok alá IMG formátumú ortofotókat helyeztünk. Mind a vektoros, mind a raszteres adatok EOVS rendszerben voltak, így ezek pontosan átfedték egymást (layer szerkezet).

A 3D-s méréseket az ERDAS IMAGINE Stereo Analyst moduljában végeztük. A sztereo megjelenítés sokféleképpen történhet, esetünkben a széles körben ismert anaglif eljárást alkalmaztuk. Három adatot mértünk minden épületnél: utcaszintet, ereszmagasságot és tetőmagasságot, valamint lejegyeztük a tető típusát is.

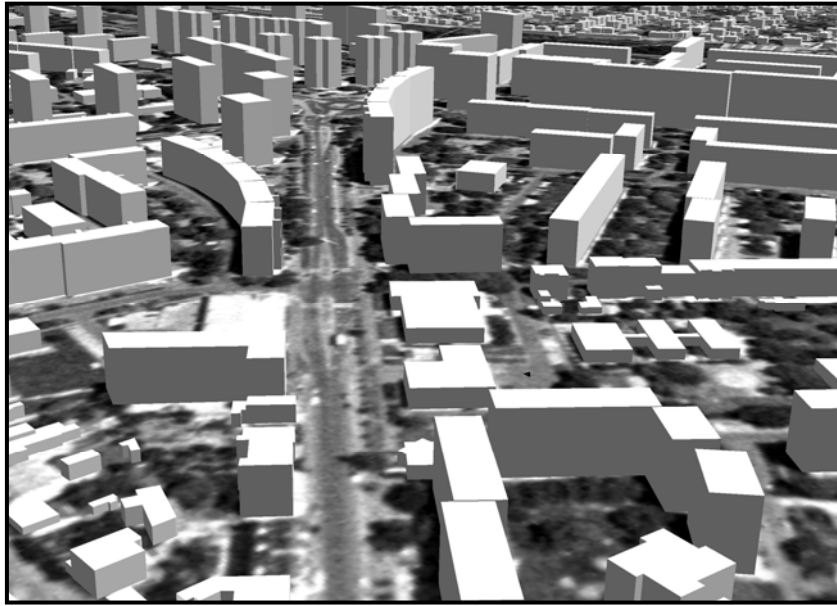
Eredményképpen, a szegedi adatbázis tartalmazza az egyes épületek magasságát, valamint a tető típusát (lapos, sátor, donga, stb.), azonban a tető maga grafikusán nincs reprezentálva. Az adatbázis által leírt városi felszín legfontosabb, az épületek alakját érintő approximációi a következők: minden épület lapos tetős és egy épület minden fala azonos magasságú.

A VirtualGIS keretében a felvétel úgy jeleníthető meg a megfelelő DDM használatával, hogy a légifelvétel „ráfeszül” a domborzatmodellre és az épületek kiemelkednek a meghatározott magassági értékeiknek megfelelően. A nézőpont és más paraméterek szabadon állíthatók. Ez egy lehetőség arra, hogy – a megfelelő magassági adat kiválasztásával – az épületekről egy egyszerűsített 3D-s képet kapjunk (3.3.1. ábra).

Az adatbázis frissítése és pontossága

Az 1992-es légifelvételeken a jelenlegi nagy bevásárlóközpontok még nem jelentek meg, viszont az épület-alaprajzos állományon már rajta vannak. Mivel ezek az óriási épületek a hozzájuk tartozó nagy parkolókkal jelentősen befolyásolhatják környezetük termikus viszonyait, fontos volt az adatok frissítése, ami a 2003. augusztus 5-én készült légifelvételek segítségével történt. Ezáltal olyan új és megbízható felszínparaméter adatokhoz jutottunk,

amelyek így már időben szorosan kapcsolódnak a városi hőmérsékletmérések második periódusához (2002. április – 2003. március).



3.3.1. ábra A VirtualGIS által az épület-adatokból generált kép a város egy részéről

A vizsgált terület szélén elhelyezkedő cellákban teodolitos mérésekkel ellenőriztük az ERDAS-szal mért épületmagassági adatokat. Itt, ahol a légi-háromszögelésből adódó hiba várhatóan a legnagyobb, az értékek differenciájának az épület teljes magasságához viszonyított részaránya átlagosan 5% körülnek bizonyult, és az átlagos eltérés közel 100 elem alapján csak 58 cm-nek adódott.

3.4. Az SVF számszerűsítésére kifejlesztett térinformatikai eljárás

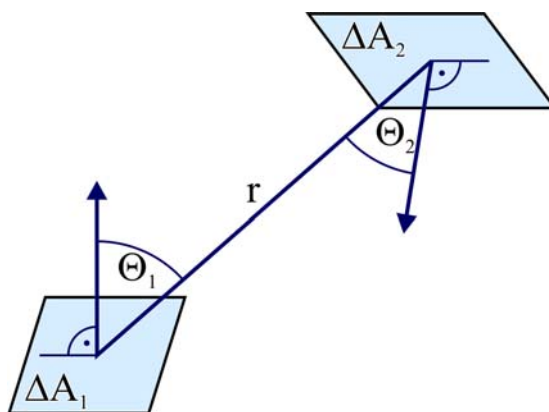
Az éjszakai hősziget elsősorban a városi felszínnek a külterülettől eltérő hosszúhullámú kisugárzása miatt alakul ki. A nappal eltárolt hőmennyiség a tagolt felszíngeometria miatt csak korlátozottan tud a sugárzás révén eltávozni, hiszen annak egy része az égbolt helyett az épületek falában nyelődik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

Hogy a felszín említett (sugárzás)korlátozása milyen mértékű, mennyire nyitott vagy zárt egy-egy felszíni pont környezete, annak számszerűsítésére az égboltláthatósági index (*sky view factor* – SVF) az egyik megfelelő paraméter (Oke 1988b). E paraméter fizikai megmondásokból származtatható, definícióját és részletesebb kifejtését a 3.4.1. fejezet tartalmazza.

Ebben a fejezetben célunk egy olyan eljárás kidolgozása, amely képes megoldani a városi geometria ez irányú jellemzését és számszerűsítését a 3.3.2. fejezetben említett 3D-s épületadatbázis alapján. Így lehetővé válik, hogy az összetett városi felszín geometriai szerkezete teljes egészében feltérképezhető legyen időigényes terepi mérések nélkül.

3.4.1. Az SVF közelítése, értékének számítása

A **láthatósági index** (*view factor* – VF) egy geometriai arány, ami azt fejezi ki, hogy egy adott felületről kisugárzott energiamennyiség mekkora része nyelődik el egy másik felület által (Oke 1987) (3.4.1. ábra). Tehát ez egy dimenzió nélküli mennyiség, melynek minimális értéke 0, maximális értéke pedig 1 lehet (ekkor az összes kisugárzott energia elnyelődik).



3.4.1. ábra A láthatósági faktor meghatározása két általános elrendezésű felületek esetén (a jelmagyarázat a szövegben található) (Oke 1987)

A ΔA_1 felületről kisugárzott energiamennyiségnek a ΔA_2 felület által elnyelt része a következőképpen számítható (a VF alsó indexe a vonatkoztatást jelöli) (Oke 1987):

$$VF_{2-1} = \frac{\cos \Theta_1 \cdot \Delta A_2 \cdot \cos \Theta_2}{\pi \cdot r^2} \quad (3.4.1-1)$$

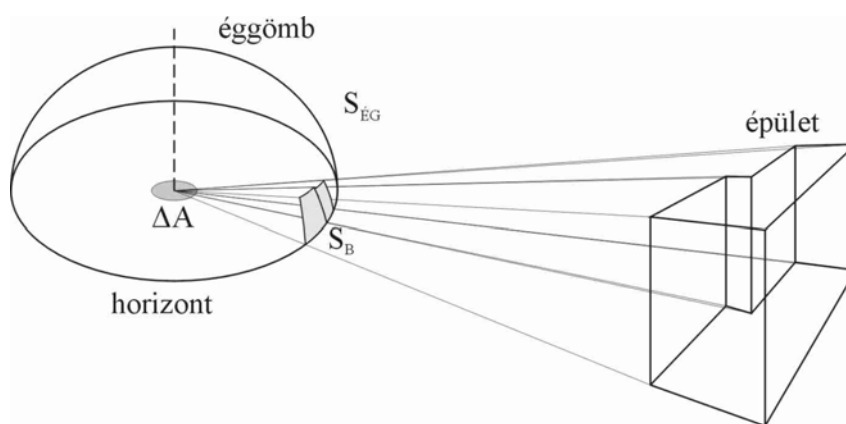
Tehát VF_{2-1} a kettes indexű felület láthatósági faktora az egyes indexű számára.

A VF értékek összege az adott, 1-el jelölt felületről „látható” összes felületre természetesen 1 lesz, azaz:

$$VF_{1-2} + VF_{1-3} + \dots + VF_{1-n} = 1 \quad (3.4.1-2)$$

Tekintsük a felszín egy pontját, amelyből az égboltnak valamely része látható, valamint tegyük fel, hogy ez a pont a hosszuhullámú tartományban sugárzást bocsát ki. A pontból kiinduló sugárzás egy része a pont körüli felületeken elnyelődik (épületek, növényzet, stb.), a maradék része viszont a szabad égbolt irányába távozik. Beszélhetünk így arról, hogy a felszín egy pontjából származó sugárzás mekkora része nem nyelődik el a pontot körülvevő felületek által. Ez az arány az **égboltláthatósági index** (SVF). Értelemszerű tehát, hogy az SVF kiszámítható, ha az 1 értékből levonjuk az összes, a földfelszíni pontból „látható” felületekre számított VF-t.

Városi felszín esetében az épületek – hiszen ezek a felszín legfontosabb építőelemei – befolyásolják leginkább az SVF értékét. A továbbiakban, leegyszerűsítve, városi felszínen szigorúan csak a legjellemzőbb városi objektumok, az épületek együttesének felszínét értjük. Az adott – végtelen kicsinek tekintett – felületelemből (ΔA) nézve az égboltnak egy épület által eltakart részét úgy kapjuk meg, hogy az épületet vetítősugarakkal leképezzük az éggömböt reprezentáló félgömbre (3.4.2. ábra).

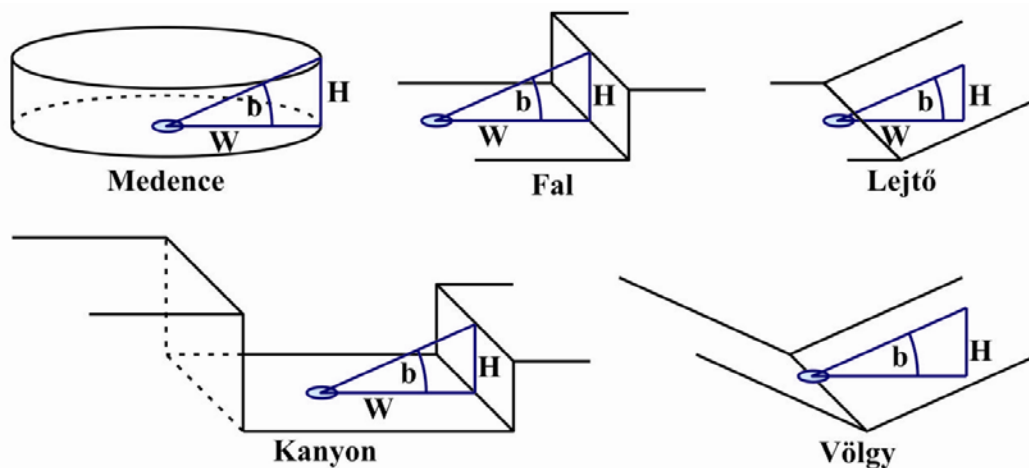


3.4.2. ábra Egy adott épület által korlátozott égboltláthatóság meghatározása

Az éggömbön keletkezett S_B -vel jelölt rész azt mutatja, hogy milyen részt takar ki az épület a ΔA -ra vonatkoztatva az égboltból, azaz milyen alakúnak „látszik” az épület az adott földfelszíni pontból. Ebben az esetben tehát az égboltláthatósági index nem más, mint:

$$SVF = 1 - VF_{\text{épület}-\Delta A} = 1 - VF_{S_B-\Delta A} \quad (3.4.1-3)$$

Néhány tipizált és leegyszerűsített geometriai elrendezés esetében viszonylag egyszerű feladat meghatározni az SVF értékét. A 3.4.3. ábra ezeket az eseteket szemlélteti.



3.4.3. ábra Néhány egyszerű geometriai konfiguráció (a jelek magyarázata a szövegben) (Oke 1987)

A medence, a fal, valamint a kanyon esetében a függőleges kiterjedés mértékét H jelöli (mélység, magasság), az adott földfelszíni ponttól való távolságukat pedig W . A medencét teljesen zártnak kell tekinteni, a falat, lejtőt, kanyont és a völgyet pedig végtelen hosszúságúnak. A β -val jelölt szög a lejtő és a völgy esetében azok meredekségét jelzi ($\beta = \arctg(H/W)$), a többi esetben pedig emelkedési szög. Az égboltláthatósági index – az ellipszisekkel jelölt felületekre vonatkoztatva a 3.4.3. ábrán – ezekben a speciális esetekben a következő (Oke 1987):

$$SVF_{\text{medence}} = \cos^2\beta \quad (3.4.1-4)$$

$$SVF_{\text{fal}} = SVF_{\text{lejtő}} = (1+\cos\beta)/2 \quad (3.4.1-5)$$

$$SVF_{\text{kanyon}} = SVF_{\text{völgy}} = \cos\beta \quad (3.4.1-6)$$

A későbbiekben (lásd 3.4.3. fejezet) a medencére vonatkozó SVF értéket használjuk majd fel a kifejlesztett algoritmusban.

3.4.2. Korábbi megközelítések az SVF értékének meghatározására városi felszín esetén

Az SVF becslésére, ill. kiszámítására irányuló módszereket, melyek elsősorban városi környezetre vonatkoznak, a következőképpen lehet csoportosítani, címszavakban kiemelve a módszerek lényegét, a megközelítés módját:

- méretarányosan kicsinyített modell (Oke 1981),
- analitikus módszer (terepi felmérés – távolság és szögmérés, H/W arány) vagy grafikus becslés (pl. Johnson and Watson 1984, Watson and Johnson 1987, Bottyán and Unger 2003),
- halszemoptikával készült fotó manuális és szoftveres kiértékelése (pl. Steyn 1980, Holmer 1992, Bradley et al. 2001, Brown and Grimmond 2001, Grimmond et al. 2001, Chapman et al. 2001, Blankenstein and Kuttler 2004),
- GPS vevő jeleinek kiértékelése (pl. Chapman et al. 2002, Chapman and Thornes 2004),
- geometriai attribútumokat leíró adatbázis (3D) elemzése számítógépes algoritmusokkal (pl. Brown et al. 2001, Souza et al. 2003, Lindberg 2007).

Oke (1981) egy 0,5x0,5 m alapterületű makettet épített fából annak demonstrálására, hogy nyugodt, tiszta időjárás esetén a hosszuhullámú sugárzási veszteség kisebb volta a városi felszín esetén hőmérsékleti többletet eredményez a vidéki környezethez képest. A makettben különböző H/W (utcamagasság/szélesség = 0,25; 0,5; 1; 2; 3; 4) értékekkel kísérletezett, amely azt mutatta, hogy a maximális intenzitás időben annál később következik be, minél nagyobb a H/W érték (minél szűkebbek az „utcák”). A továbbiakban becslést adott a VF és az SVF kiszámítására a H/W hányados segítségével, a városi utcákat végtelen hosszú, állandó magasságú „kanyonként” kezelve.

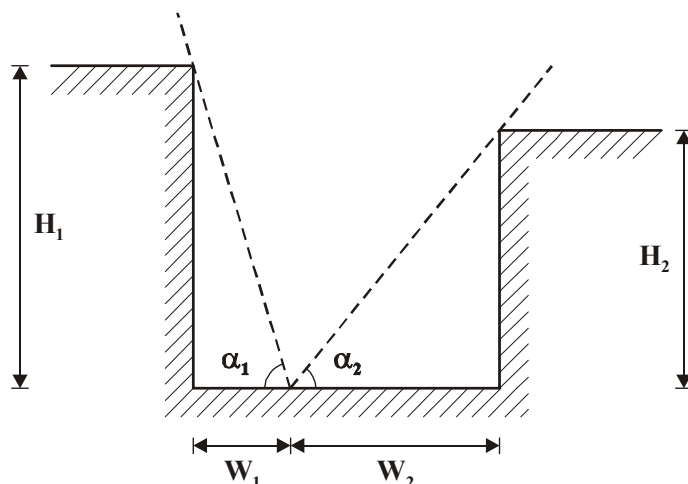
Az Oke (1981) által megállapított, egyszerűsített utcákra érvényes H/W –SVF kapcsolatot a valós környezetben fekvő utcákra is ki lehet terjeszteni. Ugyanis az utca valamely pontján felállított, s annak irányára merőlegesen mindkét oldalra végrehajtott épületmagasság mérés (pl. teodolit segítségével), valamint az utca szélességének ismerete elegendő a VF, így az SVF értékének megbecsléséhez (Bottyán and Unger 2003). Ezt a Szegeden is alkalmazott eljárást most részletezem egy kicsit, mivel az így kapott SVF-et később felhasználásra kerül a 4.5. fejezetben.

A teodolit bevizsgálása után az utca irányára merőlegesen mindkét irányban megmértük a vízszintes és az adott vonalban elhelyezkedő épület legmagasabb pontja által bezárt szöget (α_1 és α_2). Ezekből kiszámolható a bal és jobb oldalon lévő fal láthatósági indexe. A méréseink mindig az utca közepéről történtek. Ez az utcaközép azonban nem jelentette mindig auto-

matikusan a kanyon két fala közti távolság felezőpontját, mert a két oldalon mért épületek nem feltétlenül ugyanakkora távolságban helyezkednek el az utca szélétől. *Oke* (1988b) alapján (3.4.4. ábra) az egyes falak láthatósági indexére (VF_1 és VF_2) és az ebből megállapítható SVF-re a következő összefüggések érvényesek:

$$\begin{aligned} VF_1 &= (1 - \cos \alpha_1)/2 & \text{ahol } \alpha_1 &= \arctan(H_1/W_1) \\ VF_2 &= (1 - \cos \alpha_2)/2 & \text{ahol } \alpha_2 &= \arctan(H_2/W_2) \end{aligned} \quad \text{innen}$$

$$SVF = 1 - (VF_1 + VF_2) \quad (3.4.2-1)$$



3.4.4. ábra Egy nem-szimmetrikus utcakeresztmetszet a felszínen lévő mérési ponttal (*Oke* 1988 után módosítva)

Szegeden a terepi mérések során a hőmérsékletmérések útvonala mentén összesen 532 pontban határoztuk meg az SVF értékét, ami átlagosan 125 méterenkénti gyakoriságot jelent, majd a kapott értékeket cellánként átlagoltuk.

Különálló ház láthatósági faktorának meghatározására *Johnson and Watson* (1984) adott egy módszert. Később kifejlesztettek egy grafikus megoldást is, melyről leolvasható a keresett SVF érték, ha az adott épület emelkedési és az épület szélességét kifejező azimut szögei rendelkezésre állnak (*Watson and Johnson* 1987).

Steyn (1980) az SVF értékét halszemoptikával készült fotók alapján közelítette meg (a halszemoptika a középponti szöggel arányos leképezést valósít meg). A becslés egy integrálközelítő összegen, valamint a kép koncentrikus körgyűrűre való felosztásán alapult. Gondosan megválasztott közelítés segítségével a hiba alacsony értéken tartható. A papírképeket manuálisan értékelték ki, amely igen időigényes eljárás volt. *Bärring et al.* (1985) kísérelték meg először a módszer automatizálását videokamerával készített képek digitalizálásával. *Holmer* (1992) a képeket egy számítógéppel összekötött digitalizáló táblán értékelte ki. Az eljárás pontossága és időigénye nagymértékben a körgyűrűk szélességén múlott. A felvételek készítésekor *Grimmond et al.* (2001) használtak először digitális kamerát, majd a kiértékelést egy erre a célra írt Fortran programmal végezték el. Az autóra szerelt kamera gyors és részletes geometriai információt szolgáltatott egy egész városrészről. Ezt a képanalízist a fényesség és a kontraszt változtatásával *Brown and Grimmond* (2001) fejlesztette tovább. *Chapman et al.* (2002) egy teljesen automatizált eljárást alkalmaztak az égbolt elkülönítésére a szürke skála digitális színfokozatait elemezve az átalakított képeken.

Érdekes annak vizsgálata, hogy hogyan becsülhetők ismeretlen városi területekre az SVF értékek. Arra ugyanis nincsen kapacitás, hogy a városi felszín minden egyes pontjáról halszemoptikával készített fotók álljanak rendelkezésre. Lehetséges viszont a városi felszín területhasznosítási klasszifikációja, majd az egyes osztályokhoz tartozó SVF értékek statisztikai

elemzése (szórás, variancia, stb.), így az osztályozás alapján a további területekre történő kiterjesztés is megvalósítható (Bradley *et al.* 2001).

Egy újabb megközelítés az SVF értékének megbecslésére a helymeghatározó műholdak bevonása a mindenki által elérhető GPS hálózat segítségével. A GPS vevőt ugyanis zavarják az épületek, amelyek a műholdtól érkező jeleket leárnyékolják, valamint csökkentik a műholdláthatóságot, amiből az SVF közelítő értéke számíthatóvá válik (Chapman *et al.* 2002, Chapman and Thornes 2004). A legjobb eredményeket belvárosi területeken mutatták ki, ahol sokkal erősebb a korreláció a GPS készülékkel becsült, valamint a halszemoptikával készített fotók kiértékeléséből származó SVF értékek között, mint a külvárosi és vidéki területeken.

Pontos digitális térképek, valamint a hozzájuk kapcsolódó térbeli adatbázis alapján szintén lehetséges az SVF értékének a kiszámítása (Souza *et al.* 2003, 2004). Az így kapott érték természetesen sosem lesz olyan pontos (hiszen egyfajta modelltől van szó), mint a halszemoptikával készített felvétel kiértékelésekor kapott, ezt viszont elég jól ellensúlyozza az, hogy tetszőleges földfelszíni pontra számítható az érték, amennyiben rendelkezésre áll a területre vonatkozó 3D-s adatbázis.

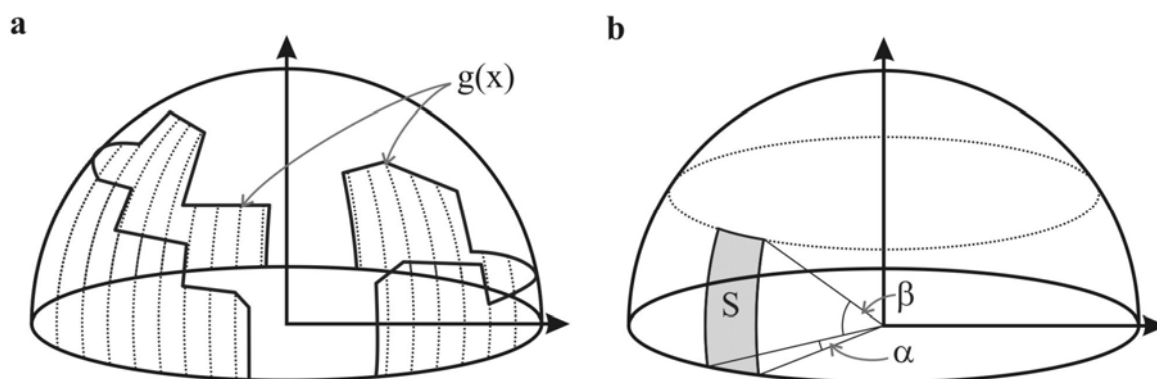
Egy alternatív lehetőség, hogy raszteres állományt alakítunk ki (akár a rendelkezésre álló 3D-s adatokból), amely lefedi a vizsgált területet és e raszteres állomány alapján becsüljük az SVF-et. Természetesen ebben az esetben olyan algoritmust kell használni, amely a raszteres állománnyal képes dolgozni. A kapott eredmény pontosságát növeli, ha rendelkezésre áll az egyes épületek tetőszerkezetét leíró állomány is (Brown *et al.* 2001, Lindberg 2007).

3.4.3. Algoritmus az SVF számításához

Az előzőekben részletesen tárgyalt – az egyszerűsített városi felszínt leíró – 3D-s szegedi épület-adatbázist használjuk fel ennél az eljárásnál. Az egyes épületeknek az égboltra vetülő képét (lásd 3.4.2. ábra) kezelhetjük az őt alkotó, az adott felszíni (ΔA) felületelemből látható falainak a vetületével. A fal egy élének a képét úgy kapjuk meg, hogy ΔA középpontja és az épület látható éle által meghatározott síkkal elmetsszük az éggömböt. Tehát idealizált városi felszín esetén egy tetszőleges fal képe főkörív szakaszok által határolt gömbnégyszög lesz. Ezek összessége adja meg az épületek vetületét az éggömbön.

Az SVF számítás/beclsés algoritmizálása idealizált városi felszín esetén

Az alkalmazott eljárás hasonló a közelítő integrálás módszeréhez, amely többek között egyváltozós függvények görbéje alatti terület meghatározására alkalmas, gyakorlatilag annak átültetése félgömb esetére.



3.4.5. ábra (a) A látható égbolt határa ($g(x)$ poligon) alatti terület egyenletes felosztása szeletekre (egy szelet magassága egyenlő a $g(x)$ által a felezőpontban felvett értékkel), (b) a medence egy α szélességű és β magasságú szelete (S)

A $g(x)$ poligon a látható égbolt határa, az alatta lévő területen az égbolt már takarva van az épületek által (3.4.5a. ábra). Felosztva a félgömböt α szögenként félgömbcikkekre, a $g(x)$ alá berajzolhatunk olyan „téglalapokat”, melyeknek a magassága egyenlő a $g(x)$ -nek az intervallum felezőpontjában felvett értékével. Megjegyzendő, hogy $g(x)$ nem egy függvény, csak egy egyszerű görbe. A kapott felületelemek VF értékeinek összegének felhasználásával közelítjük a $g(x)$ görbéhez tartozó SVF-et.

A kérdés tehát az, hogy hogyan számítható ki az S-el jelölt felületelemhez tartozó VF (3.4.5b. ábra)? A medencéhez tartozó (3.4.1-4) egyenlet szerint a β látószögű medence égboltláthatósági indexe $\cos^2\beta$, így magának a medencének a láthatósági indexe $1 - \cos^2\beta = \sin^2\beta$, tehát egy α „szélességű” darabjára ennek az $\alpha/360$ szorosa. Ezt kell összegezni a cikkekre, majd az értéket 1-ből kivonni, hogy az SVF értékét megkapjuk. Látható, hogy az eljárás pontosságát nagyban befolyásolja, hogy milyen nagyságúnak választjuk az α értéket. Minél kisebb ez a szög, annál jobb a becslés, de ez azt is jelenti, hogy jelentősen megnövekedhet a számítási igény.

Egy adott pontra vonatkozó SVF érték meghatározását a következőképpen végzi el az algoritmus. Az adott α szögenként egyeneseket rajzol a pontból. Megkeresi az adott irányba eső azon épületet, amely a legnagyobb mértékben takarja az égboltot, és megállapítja a hozzá tartozó β szöget. Az egyes épületek magasságát az adatbázis megfelelő oszlopából olvassa ki. Kiszámítja a VF értékeket, majd ezeket összeadja és az összeget kivonja 1-ből. A kapott SVF értékek egy táblázatban kerülnek rögzítésre. Azt, hogy a ponttól milyen távolságig vegye az algoritmus figyelembe az épületeket, a felhasználónak kell eldönteni.

Szoftverfejlesztés, programfelépítés

Először azt a térinformatikai szoftvert kellett kiválasztani, amely rendelkezik azokkal a lehetőségekkel, amelyek a feladat megoldásához szükségesek. Magas fokú programozhatósága, valamint széles körű használtsága miatt kézenfekvő volt az ESRI által kiadott ArcView szoftvercsalád 3.2-es verziójának használata a probléma megoldásához (www.esri.com), amit Souza et al. (2003) és (2004) által tárgyalt hasonló algoritmus is alátámaszt. Az ArcView 3.2 saját beépített – objektumorientált – *szkript*-nyelvvel rendelkezik (Avenue), amellyel a szoftver teljes egészében programozható, azaz bármely eleméhez hozzáférhetünk általa.

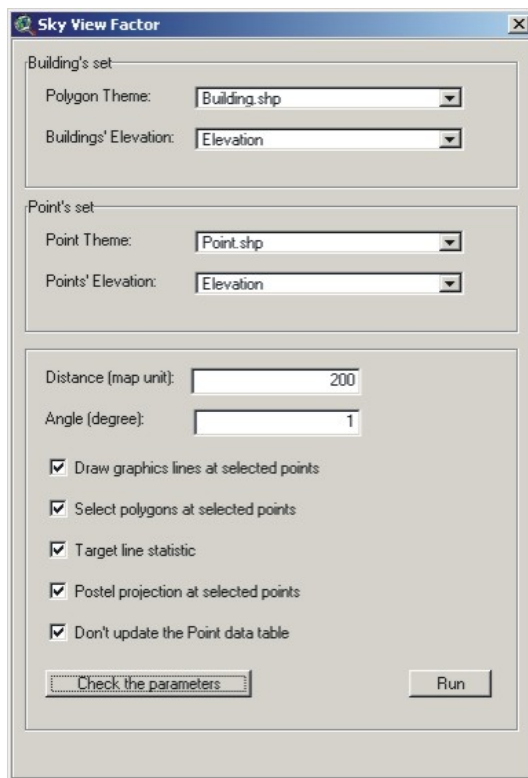
Az elkészített algoritmus összesen 9 *szkriptből* épül fel. Mindegyik *szkript* egy részfeladat végrehajtásáért felelős (grafikus felület, paraméterek ellenőrzése, SVF számítás, stb.). Ezekből a *szkriptekből* állítottuk össze az `svf_alg.avx` nevű kiterjesztést. Ahhoz, hogy a kiterjesztés elérhető legyen az ArcView számára, be kell másolni a program EXT32 nevű könyvtárába. A kiterjesztés hozzáadása után egy új, SVF feliratú ikon jelenik meg az ikonokat tartalmazó panelen. Az ikonra kattintás után egy párbeszédpanel jelenik meg, amelyen a felhasználó beállíthatja a számára megfelelő paramétereket. A grafikus felületet angol nyelvű, mivel a későbbiekben szeretnénk majd feltölteni az ESRI *online szkript* gyűjteményébe (3.4.6. ábra).

Az épületeket tartalmazó *layer* beállításánál a program felajánlja a legördülő menüben az összes *polygon* típusú réteget, ezek közül kell egyet kiválasztani. A magasság megadásánál az előzőleg kiválasztott réteg adattáblájának sorait lehet elérni, amelyből a program futása során a magasság értékek kerülnek majd beolvasásra. A pontok beállítása teljesen hasonlóan történik, itt természetesen a pont típusú rétegek közül lehet csak választani.

A távolság – amely sugarú körön belül az épületeket az algoritmus figyelembe veszi – a következő paraméter, amit a térkép mértékegységében kell megadni. Az alatta lévő szövegmezőben kell szerepelni annak a szögértéknek, amennyi fokként „letapogatja” az épületeket a program. Értéke jelentősen befolyásolja a futási időt.

Az utolsó öt választómező használata opcionális, azaz tetszőleges kombinációban lehetséges a kiválasztásuk. Az első esetén a futás végén a pont réteg előzőleg kijelölt pontjai köré rajzolja a program azokat az egyeneseket, amelyekkel „letapogatta” az épületeket. A második

választómező aktiválásakor a *polygon* rétegen kijelölődnek azok a poligonok, amelyek a ponthoz tartozó SVF számításban részt vesznek. Ez akkor hasznos, ha ezekkel a poligonokkal esetleg további műveletet szeretnénk végrehajtani. A harmadik opció választása esetén egy további mező kerül a ponttáblázatba, amely tartalmazza, hogy az egyes pontokból kiinduló egyenesek (letapogató egyenesek) mekkora százalékban érnek el épületet a megadott sugáron belül.



3.4.6. ábra Az elindított algoritmus grafikus felülete

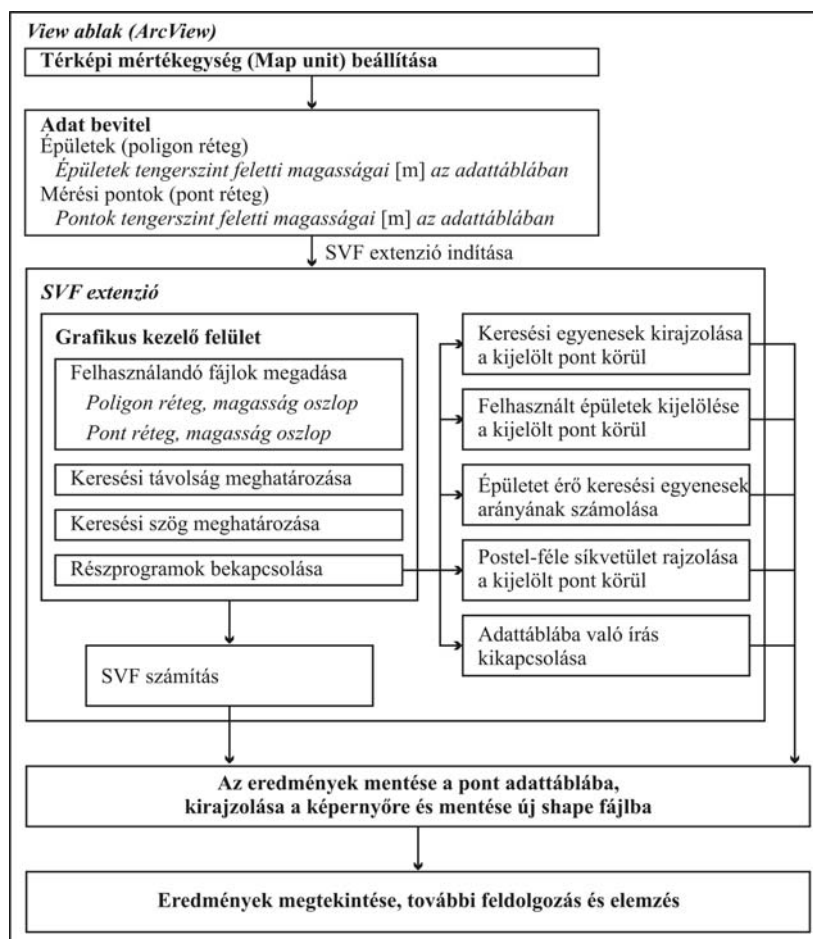
Az egyik legszemléletesebb eredményt adó részt aktiválja a következő választómező, amely a kijelölt pont körül megrajzolja az égbolt és az épületek látszólagos képét. A vetítés a Postel-féle síkvetülethez hasonlóan történik, ami a gömbnek egy kiválasztott pontjából kiinduló irányok mentén hossztorzulásmentes ábrázolást tesz lehetővé (Sümeghy et al. 2009). Ez a vetítési eljárás megegyezik az SVF meghatározásánál széleskörűen felhasznált halszemoptika leképezésével, így egy adott pontról készült fényképpel vizuálisan is összevethető az algoritmus eredménye (lásd 3.4.4. fejezet).

A legutolsó részprogram a *szkript* többszöri lefuttatásánál segíti a felhasználót, mivel ennek aktiválásával az algoritmus nem ír bele a pont adattáblába. Ez akkor előnyös, amikor például csak a vetületi képet akarjuk egy pontra elkészíteni, azonban az SVF értékét korábban már kiszámítottuk.

A kezelő felület alsó részén található két ikon. A bal oldali *Check the parameters* feliratúra kattintva a program ellenőrzi a megadott adatfájlok és paraméterek helyességét. Ha valamilyen problémát talál, akkor egy hibaüzenet jelenik meg, ha nem, akkor a jobb oldali *Run* gomb szürkéről feketére vált. Ekkor lehet ezzel a gombbal elindítani az algoritmust. Az algoritmus ezt követően elkezd számolni az SVF értékeket, amelynek előrehaladásáról a fejlécében ad információt, jelezve, hogy éppen hányadik pontnál tart. Így nyomon követhető, hogy az algoritmus rendesen fut-e, vagy esetleg fellépett-e valamilyen probléma. A kiszámolt SVF értékek a ponttáblázatba kerülnek, a távolsággal és a szögértékkel egyetemben. A 3.4.7. ábra a kifejlesztett algoritmus folyamatábráját mutatja be.

3.4.4. Az algoritmus ellenőrzése, tesztfuttatás „városi” felszín esetében

Az algoritmus pontosságának meghatározása érdekében terepi vizsgálatokat végeztünk. Szeged 17 kiválasztott pontjában Nikon FC-E8 halszem előtét lenscével felszerelt Nikon CoolPix 950 típusú digitális fényképezőgéppel készítettünk felvételeket (3.4.8. ábra). Az objektív látószöge a gyári adatok szerint 183° . A témával foglalkozó kutatások alapján azonban ez az érték eltér a gyári adatoktól, a tapasztalatok szerint 189° (Grimmond et al. 2001).

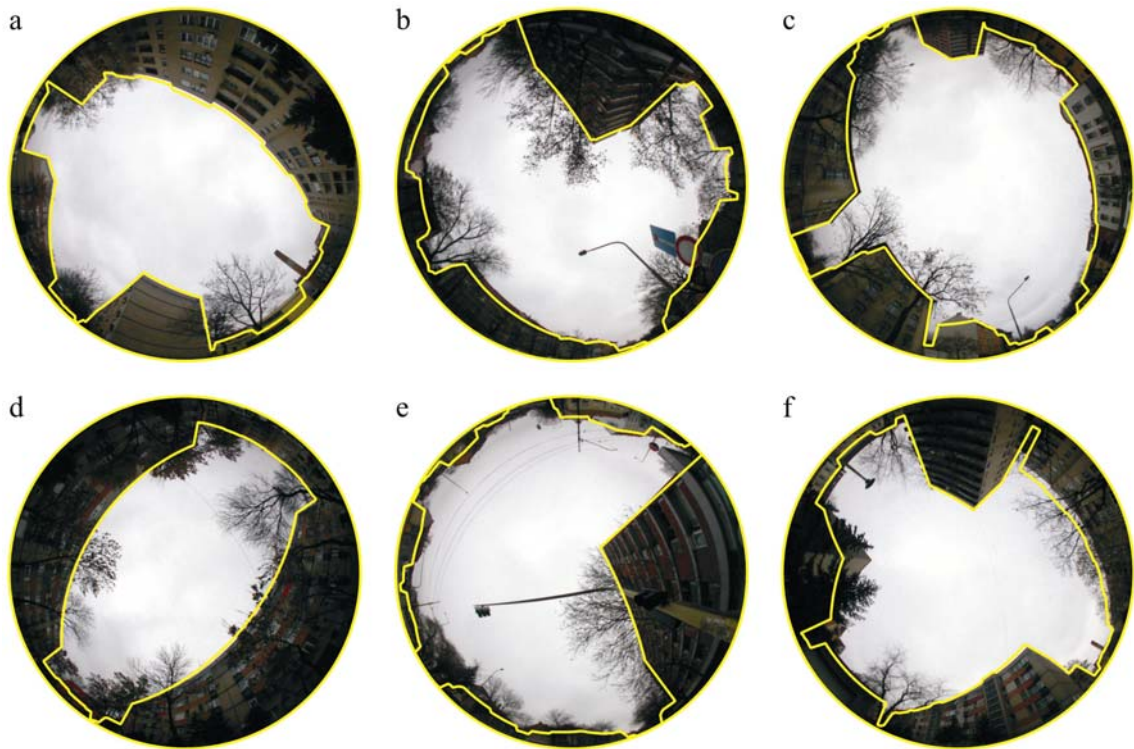


3.4.7. ábra Az algoritmus lépéseinek áttekintése

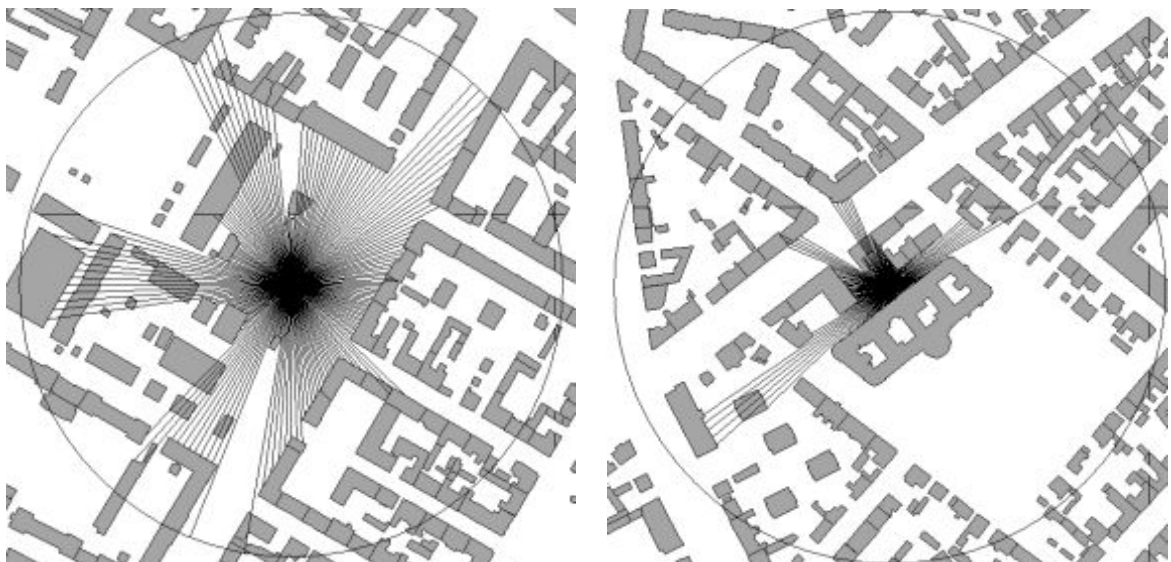
A képek feldolgozásának első lépéseként az Adobe Photoshop 6.0 CE program segítségével a digitális felvételekből kivágtuk a félgömbnek megfelelő részt. Ezt követően az SVF számító algoritmus vetület készítő részprogramjával ugyanazon pontokra kirajzoltattuk az égbolt és az épületek látható képét. Ezt követően már összehasonlítható az algoritmus eredménye és a halszemoptikával készített fénykép. A 3.4.8. ábrán a fényképekre helyezett vonalak az algoritmus által generált épület–ég határvonalat ábrázolják. A hat kép többségénél csak kisebb eltérések figyelhetők meg. Az eltérések nagy része annak köszönhető, hogy a felvételek helyeit (x, y, z koordinátákat) nem tudtuk megfelelő pontossággal meghatározni a szoftveres kiértékelésnél. A b, c, és e jelű képeken található sátozott épületek esetében az eresz vonalában húzódik az épület–ég határvonal, ami megerősíti azt, hogy az épületek lapos tetővel való közelítése megfelelő eredményt ad.

A vizuális összevetés mellett fontos lenne az algoritmussal és a fotókról meghatározott SVF értékek összevetése. Ennek az ellenőrzésnek az elvégzésére még nem volt módunk, kutatásunk következő lépéseinek az egyike ez lesz. Helyette azonban tesztfuttatásokat végeztünk el egy kitalált városi felszínen. Egy medencében és egy végtelen hosszú kanyonban végeztük el az SVF számítást, mivel ezeknek a geometriai elrendezéseknek az esetében ismert az ég-

boltláthatóság számításának képlete (lásd 3.4.1. fejezet). A medencét egy olyan poligonnal reprezentáltuk, aminek a magasságát tetszőleges értéknek adtuk meg. A hiba ebben az esetben 0,4%-os volt, azonban ez adódhat abból is, hogy a pontot – amelynél a számítást végeztük – nem sikerült teljes mértékben a medence középpontjába helyezni. A végtelen kanyont két véges hosszúságú téglalappal helyettesítettük. Az eltérés ebben az esetben mindössze 0,01% volt, ami igen alacsonynak tekinthető.



3.4.8. ábra A halszemoptikával készült fényképek összevetése az algoritmus által generált vetülettel Szeged 6 kiválasztott pontjában



3.4.9. ábra Az algoritmus futtatásának grafikus eredménye (az első tesztpont a szegedi Mars-térnél, a második a SZTE Bölcsészettudományi Karának bejáratánál található)

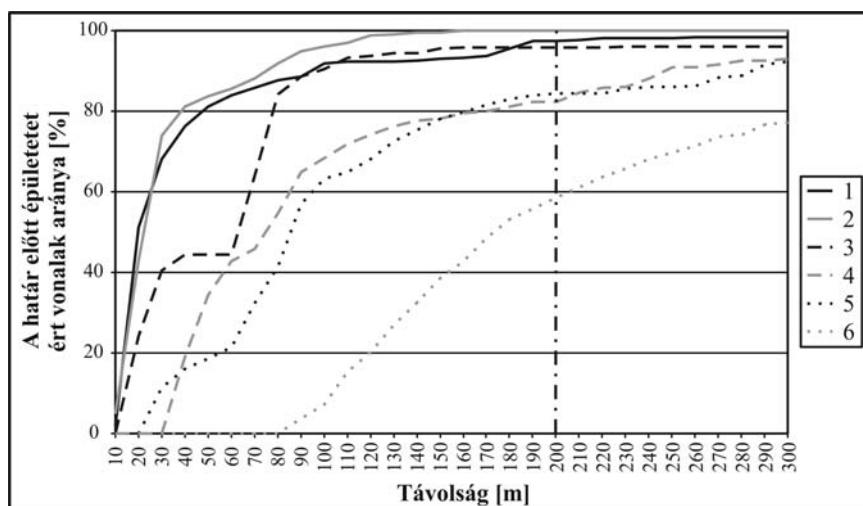
A szükséges futási idő felmérésére a hasábokból álló szegedi „városi” felszín esetén két különböző elhelyezkedésű tesztpontot választottunk. Az első pont egy viszonylag nyitott he-

lyen, a szegedi Mars-térnél helyezkedett el (3.4.9a. ábra), míg a másik egy zártabb városi környezetben, az egyetem egyik épületénél (3.4.9b. ábra). A tesztpontra az algoritmus kb. 10-10 másodperc alatt futott le. Mindkét esetben 200 méter sugarú környezetben tapogatta le az épületeket, a forgatási szög 2 fokos volt. A kapott SVF értékek: 0,9795 vagy 97,95%, és 0,5758 vagy 57,58% (az algoritmus százalékban kifejezve rögzíti az SVF értékeket). Az eltérő SVF értékek magyarázata jól látható a 3.4.9. ábrán. A Mars-térnél viszonylag nyitottabb a terület, főképp a körút irányában és a teret határoló épületek sem túl magasak. Az egyetemi épület mellett már egészen más a helyzet, a szűk utca oldalait viszonylag magas épületek alkotják, tehát az SVF érték ennek megfelelően sokkal kisebb, mint az előző esetben.

Az előzőeket figyelembe véve, az eljárás alkalmasnak tűnik a megfelelő pontosságú SVF értékek kiszámítására. Az értékek az igényeknek megfelelő sűrűségben állíthatók elő, kiváltva ezzel az idő- és költségigényes terepi mérést vagy fényképelemzést.

3.4.5. Az algoritmus paramétereinek meghatározása

Az algoritmus bemutatásánál már szerepelt, hogy két fontos paramétert a felhasználónak kell megadnia (sugár az adott pont körül, hány fokként kövessék egymást az egyenesek).



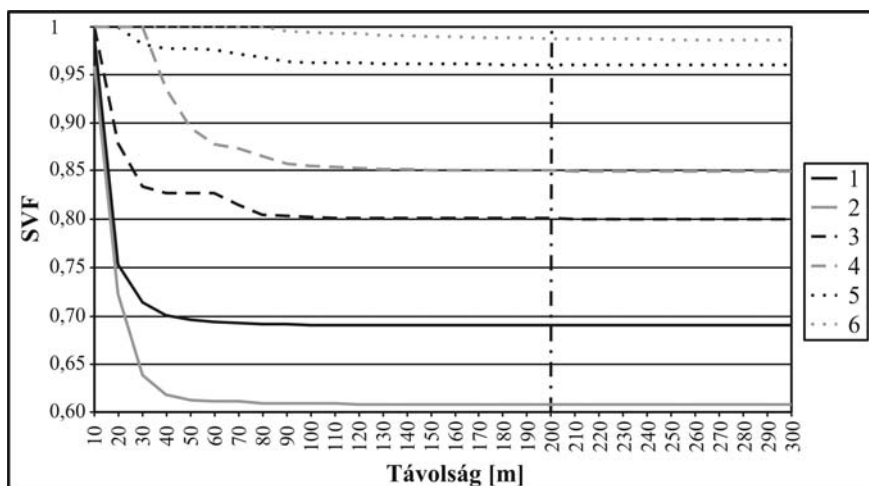
3.4.10. ábra A keresési távolságon belül épületet ért vonalak arányának változása a távolság függvényében. (1: belváros, két utca kereszteződése, 2: belváros, szűk utca, 3: lakótelep, házak között, 4: lakótelep, egy széles sugárút kereszteződése, 5: családi házakkal beépített terület, széles útkereszteződés, 6: kis beépítettségű terület)

Az optimális keresési távolság meghatározásához kiválasztottunk hat helyszínt, amelyek különböző beépítettségű területeket reprezentálnak. A 3.4.10. ábra a keresési távolságon belül az épületet ért vonalak arányának változását mutatja a távolság függvényében, míg a 3.4.11. ábra az SVF értékének változását szemlélteti a keresési távolság függvényében. Látható, hogy a sűrűbben beépített részekben (1-3. pont) már a 100 m körüli sugár is megfelelő lenne, míg a 4-6. pontok esetében inkább a 300 m-es sugár lenne javasolható a 3.4.10. ábra alapján. Azonban ha azt nézzük, hogy az SVF értéke hogyan változik a kör sugarát növelve (3.4.11. ábra), egyértelműen adódik, hogy már a ritkább beépítésű részekben sincs lényeges értékváltozás a 200 m-es értéket túllépve.

A sugár megadásánál még azt is figyelembe kell venni, hogy azt nem érdemes növelni bármekkora, mivel a távolság növekedésével egy felületelem hatása hatványozottan csökken az adott pontra jellemző sugárzási viszonyokra. Mindezeket mérlegelve a 200 m-es keresési távolságot megfelelőnek találtuk a számításokhoz.

A letapogató egyenesek egymással bezárt szögénél az 1 fokos értékre két ok miatt esett a választás. Egyrészt az algoritmus számítási idejének optimális szinten belül tartása volt a cél. A szög értékének csökkentésével a számítási idő jelentősen nő. A 3.4.1. táblázat bemutatja a

számítási idő és az SVF értékének változását a keresési szög függvényében. Látható, hogy – négy tizedes pontosság esetén – az 1° -nál kisebb érték megadása már nem változtat a számítás végeredményén. Másrészt, ilyen paraméter mellett 200 m-es távolságban már csupán a 3,5 m-nél keskenyebb épületek képesek elsiklani a letapogató egyenesek között, egy ekkora épületnek viszont már elenyésző a sugárzási viszonyokra gyakorolt hatása.



3.4.11. ábra Az SVF értékének változása a keresési távolság függvényében (jelmagyarázat: lásd 3.4.10. ábra)

3.4.1. táblázat Az egyes keresési szög értékekhez tartozó számítási idő és az SVF értéke egy pontra vonatkozóan

Keresési szög	30°	10°	5°	2°	1°	$0,5^\circ$	$0,25^\circ$
Számítási idő	< 1s	~ 1s	~ 2s	~ 4s	~ 9s	~ 20s	~ 42s
SVF értéke	0,9837	0,9826	0,9812	0,9810	0,9808	0,9808	0,9808

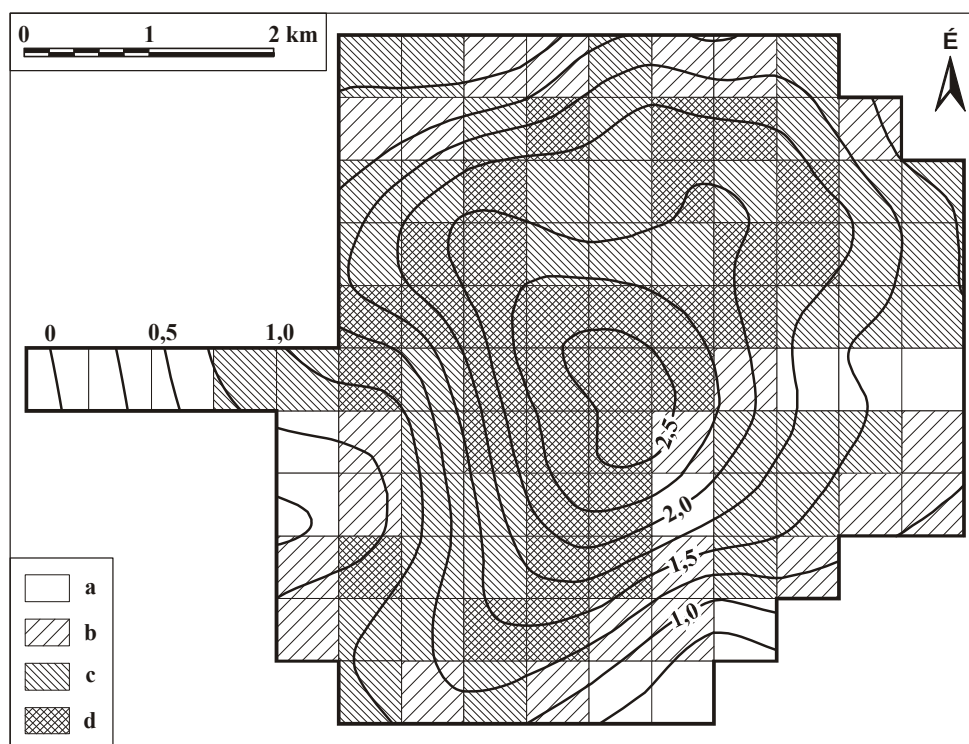
4. Eredmények

4.1. A városi hősziget szezonális területi szerkezete

Jelen fejezet célkitűzése, hogy az 1999-2000-es mobil mérések adatai alapján bemutassa Szegeden a városi hősziget területi szerkezetét, kapcsolatot találjon a ΔT nagysága és a beépítettség jellemzői között, illetve megállapítsa a hősziget-kifejlődés legszembetűnőbb területi törvényszerűségeit éves szinten, illetve szezonálisan.

A feldolgozás során az éves perióduson belül – a hagyományos évszakos bontással ellentétben – két időszakot különítettünk el a fűtési igény, vagyis az antropogén hőtermelésből adódó hőtöbblet eltérései alapján: fűtési időszak (október 16 – április 15), illetve nem-fűtési időszak (április 16 – október 15). Így lehetővé vált az átlagos – napi maximális – hősziget-intenzitás területi eloszlásának meghatározása ezekre a (fizikai-energetikai szempontból) különböző félévekre.

Ahhoz, hogy feltárhatóak legyenek a ΔT területi elrendeződésének összefüggései a beépítettségi mutatókkal, célszerű olyan térképet szerkeszteni, amely egyszerre mutatja a hőmérsékleti eloszlást és a beépítettség mértékét. Az intenzitás pontos, finom felbontású izotermális ábrázolásához megfelelő mennyiségű adatot szolgáltat a 107 gridcella középpontjaira vonatkoztatott adatbázis.

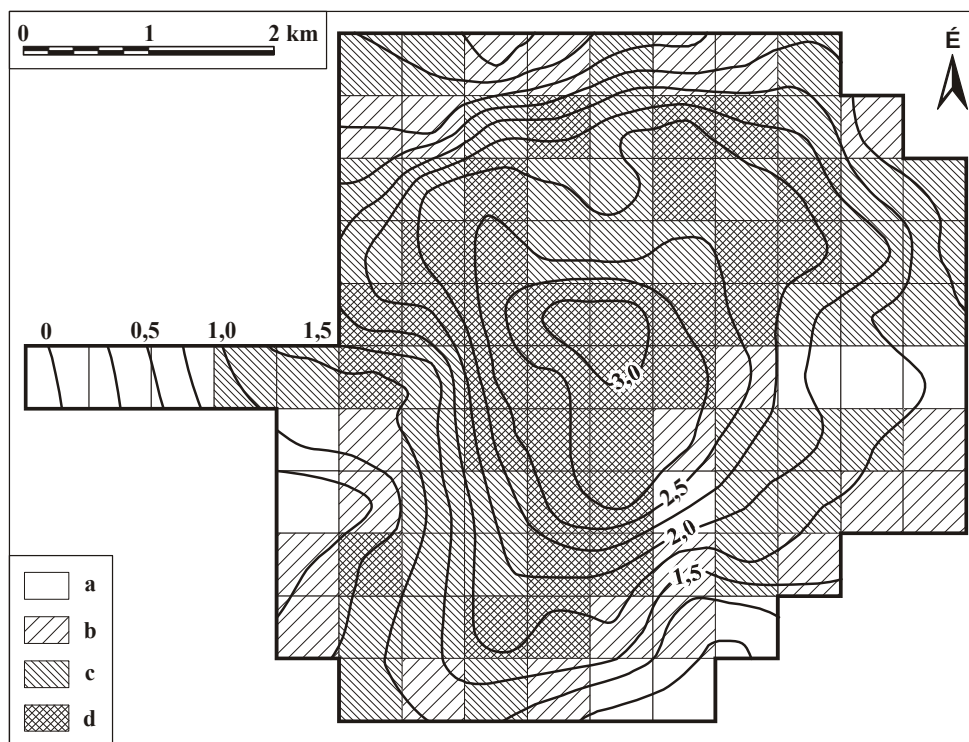


4.1.1. ábra A beépítettség és az átlagos hősziget-intenzitás ($^{\circ}\text{C}$) kapcsolata a vizsgált egy éves időszakban (1999. március – 2000. február) Szegeden (beépítettség mértéke: a: 0-25%, b: 25-50%, c: 50-75%, d: 75-100%)

A 4.1.1. ábra az éves átlagos ΔT adatok alapján szerkesztett izovonalas térképet, valamint a beépítettség mértékét mutatja 4 kategóriára bontva. E szerint a város egyes területeinek külterülethez viszonyított hőmérsékleti többlete éves átlagban meghaladja a $2,5^{\circ}\text{C}$ -ot, ami igen jelentős termális módosulást jelez és arra utal, hogy esetenként ezt jóval meghaladó értékek is előadódhatnak (lásd 2.4.2. fejezet). A $2,5^{\circ}\text{C}$ -os izoterma által behatárolt terület a városközpont legsűrűbben beépített része. A legmagasabb érték ($2,6^{\circ}\text{C}$) a belváros közepén a Kárász utcát (sétáló utca) és közvetlen környékét magában foglaló cellában található. A további izotermák szinte koncentrikus alakban követik egymást, de megfigyelhető néhány jellegzetes kiöblöső-

dés is, amelyek jól indokolhatók a beépítettség sajátosságaival. A 2°C-os izoterma erőteljesen kinyúlik ÉNy-i, illetve ÉK-i irányba, vagyis haladásával követi a magas beépítettséggel jellemezhető ipari, raktározási, valamint a panelházas lakótelepi övezetet. Ez a megnyúlás – bár nem olyan határozottan – a további izovonalakon is követhető. Jól megfigyelhető a két "szarv" között az izoterma központ felé történő kismértékű eltolódása, amit az e területet jellemző nagyobb zöldfelületi arány, kisebb beépítettség (pl. volt Rókusi temető) indokol. Abszolút értékében valamivel alacsonyabb (1,5°C), de kifejezett kinyúlást láthatunk DNy-i irányban is, ami szintén a magas beépítettségi aránnyal magyarázható. A város DK-i részén tapasztalható az izovonalak kismértékű "befelé húzódása", ami gyakorlatilag a Tisza vonala mentén rajzolódik ki. Ez a módosulás arányaiban nem nagy kiterjedésű vízfelület (illetve a hozzá kapcsolódó ártéri zöldfelületek) mérséklő hatásával magyarázható. Az éves szinten legalább 2°C-os hőmérsékleti többlettel rendelkező városrészek kiterjedése a vizsgált terület 18%-ára, kb. 19 cellára terjed ki (4,5-5 km²).

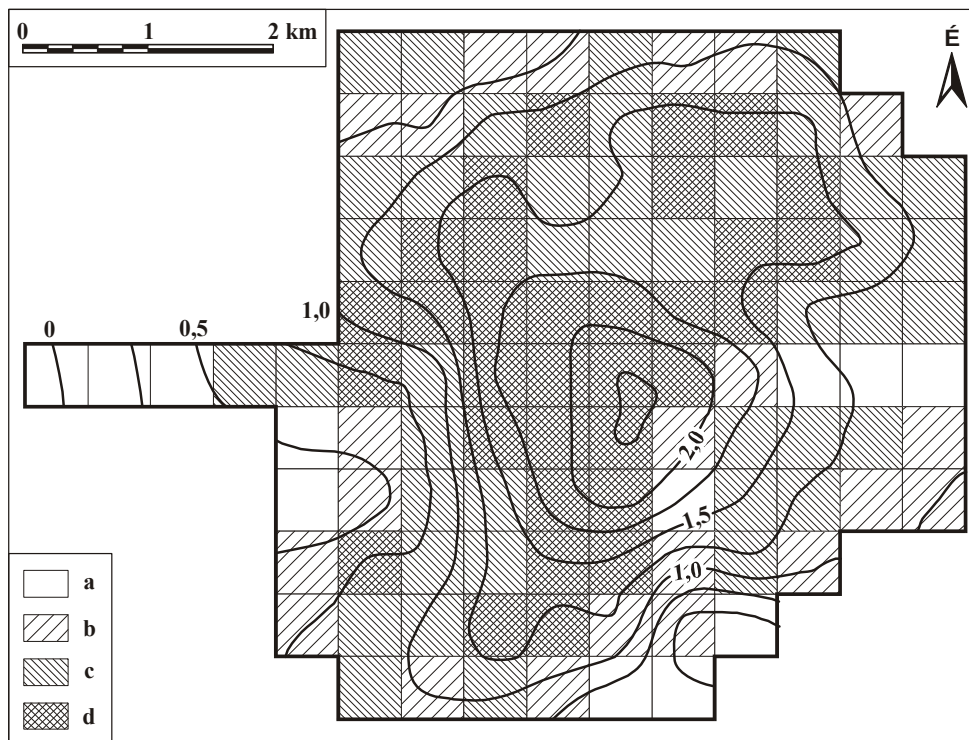
A már említett részperiódusokra, a fűtési és nem-fűtési időszakokra kapott eredményeket a 4.1.2. és 4.1.3. ábrák szemléltetik. A két ábrán szereplő értékeket összehasonlítva megállapítható, hogy a hősziget sokkal erőteljesebb, azaz a ΔT értékei lényegesen magasabbak a nem-fűtési félévben (4.1.2. ábra). Ebben az időszakban a területen belül a legnagyobb intenzitás 3,18°C volt (ez átlag érték, egyes eseti méréseknél, különösen kedvező klimatikus helyzetben 5-6°C-ot is elért). Az átlagosan 2°C-nál magasabb értékekkel jellemezhető cellák (40 db) összterülete kb. 10 km², a vizsgált terület 37%-a. A struktúra hasonló a 4.1.1. ábrán bemutatott éves átlagok izovonalas szerkezetéhez, ugyanazok a kinyúlások itt is megfigyelhetők.



4.1.2. ábra A beépítettség és az átlagos hősziget-intenzitás (°C) kapcsolata nem-fűtési félévben (beépítettség mértéke: a: 0-25%, b: 25-50%, c: 50-75%, d: 75-100%)

A fűtési félév értékei a kedvezőtlenebb időjárási helyzetek miatt alacsonyabbak (4.1.3. ábra). A legjelentősebb hőmérsékleti többlet ekkor is a belvárosra koncentrálódik. A legmagasabb átlagos ΔT ebben a szezonban csak 2,12°C volt, a 2°C-nál nagyobb értékekkel rendelkező terület mindössze 2 cellára (0,5 km²), vagyis az összterület mintegy 2%-ára terjedt ki. Az

izovonalas szerkezet nagy vonalakban ebben az időszakban is az éves jellegnek megfelelően alakult.



4.1.3. ábra A beépítettség és az átlagos hősziget-intenzitás (°C) kapcsolata fűtési félévben (beépítettség mértéke: a: 0-25%, b: 25-50%, c: 50-75%, d: 75-100%)

A hősziget jelenség kialakulásáért leginkább a város és környezete közötti eltérő ki- és besugárzási, ill. energetikai viszonyok tehetők felelőssé, ehhez képest például az antropogén hőkibocsátásnak általában tekintve kisebb a szerepe. Bizonyos helyzetekben azonban, amikor a besugárzás eredendően is alacsony (fűtési félévben, borús időben) arányaiban megemelkedhet a jelentősége, hozzátevé, hogy ilyen időjárási viszonyok között a hősziget kifejlődés esélyei lényegesen kisebbek. Ez lehet a magyarázata annak a különbségnek, amit a korábban említett ÉNY-ÉK-i "szarvak" futásában figyelhetünk meg. A fűtési félévben erőteljesebb – igaz abszolút értékben kisebb értékű – az az ág, amely a panellakótelepek felé nyúlik ki (közismeretek az 1970-es és 80-as években épített panelházak és a távhővezetékek hőszigetelési hiányosságai), mint a nem-fűtési félévben. Egy ilyen összefüggés pontosabb kimutatásához azonban további részletesebb felmérésekre lenne még szükség.

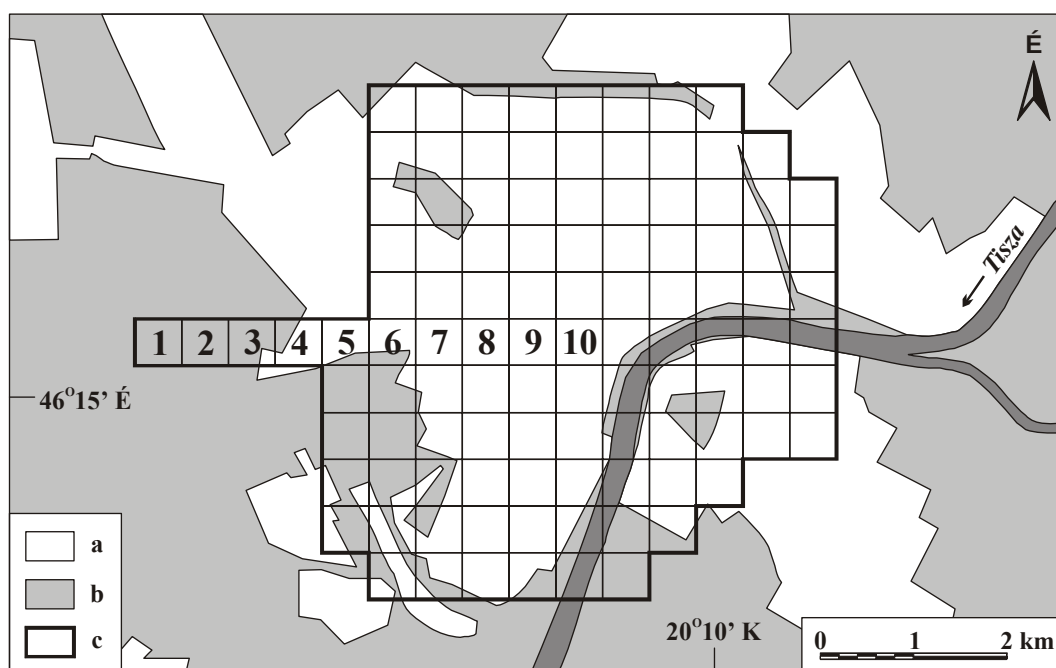
4.2. A városi keresztmetszeti hőmérsékleti profil jellegzetességei

A fejezet a szezonális hasonlóságokat és eltéréseket tárgyalja a napi maximális hősziget-intenzitás térbeli és időbeli eloszlásában egy városi keresztmetszet mentén, figyelembe véve a kutatásba bevont jellegzetes területhasználati típusok és klimatológiai paraméterek szerepét, valamint ezek egymásra gyakorolt kölcsönhatását. Az adatbázist a léghőmérséklet heti egyszeri (összesen 48 alkalommal történő) mobil észlelése jelentette az 1999-2000-es mérési időszak során (4.2.1. táblázat).

4.2.1. táblázat A szegedi mobil mérések száma havi és évszakos bontásban (1999. március – 2000. február)

M	A	M	J	J	A	Sz	O	N	D	J	F
3	4	4	5	4	5	4	4	3	4	4	4
tavasz			nyár			ősz			tél		
11			14			11			12		

Jelen esetben az eredetileg tanulmányozott teljes területnek csak egy kisebb, ám fontos része a vizsgálat tárgya. Annak a területnek egy részéről van szó, amely átfedést jelentett az É-i és D-i szektorok között, így ott minden héten történt adatgyűjtés (lásd 3.2.1. fejezet). Ez a rész, amely összesen 10 cellából áll, egy olyan keresztmetszete Szegednek, amely a település Ny-i szélén elhelyezkedő, vidéket reprezentáló cellától (1) a városközpontig (10) húzódik (4.2.1. ábra). Az első és utolsó cella közepe közötti távolság 4,5 km.



4.2.1. ábra A vizsgált rész felosztása cellákra és a kiválasztott városi keresztmetszet (számokkal), valamint (a) beépített jellegű terület, (b) nyílt terület és (c) a vizsgált terület eredeti határa Szegeden

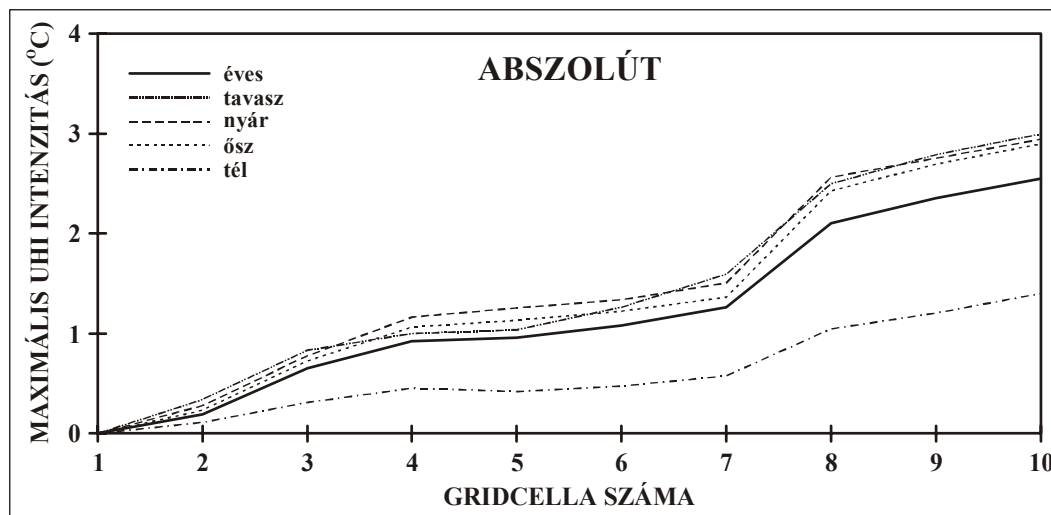
A keresztmetszet mentén a ΔT profilok vizsgálata az abszolút ($^{\circ}\text{C}$) és normalizált (0 és 1 közötti dimenzió nélküli érték) évszakos átlagok összevetésével történik (lásd 3.2.1. fejezet). Mivel minden esetben a 10-es cella képviselte a legnagyobb hősziget-intenzitást, a cellánkénti normalizált értékek mindig az adott cella és 10-es cella abszolút átlagainak hányadosaiként állnak elő. A meteorológiai feltételek (mindenekelőtt a szélesebbesség és a felhőzettség) befolyásolják az átlagos ΔT abszolút nagyságát, ezért a normalizált értékek felhasználása nagyon hatékony lehet a hősziget térbeli (keresztmetszet menti) változásainak időbeli (évszakos) összehasonlítására.

A kiválasztott keresztmetszet mentén három generalizált területhasználati típus különböztethető meg: fedett felszín (azaz beépített terület, amely épületekből, utcákból, járdákból, parkolókból, stb. áll), növényzettel borított vagy csupasz felszín (azaz nyílt terület) és vízfelszín. Ezeknek a típusoknak a százalékban kifejezett, cellánkénti arányait a 4.2.2. táblázat tartalmazza, amely szerint a legnagyobb (90%-nál magasabb) beépítettség Szeged geometriai középpontja körül (a 9-es és 10-es cellában) található, de változása a város szélétől a központig nem egyenletes, hanem nagyobb majd kisebb értékek váltják egymást. A vízfelszínek aránya szinte teljesen elhanyagolható a keresztmetszet mentén.

4.2.2. táblázat A generalizált területhasználati típusok cellánkénti százalékos aránya a városi keresztmetszet mentén Szegeden

Területhasználati típus (%)	Cellaszám									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
beépített	0	0	18,9	70,4	54,2	85,6	71,7	77,8	91,4	90,5
nyílt	100	100	81,1	23,5	45,3	11,1	28,3	22,2	8,6	9,1
víz	0	0	0	6,1	0,5	3,3	0	0	0	0,4

Az átlagos ΔT részletes szezonális elemzésénél először is az figyelhető meg, hogy a profilok minden évszakban jellegzetes ugrást mutatnak a beépített terület szélénél (azaz a 3. cellánál, 4.2.2. táblázat) és a legnagyobb értékeket a városközpontban (10. cella) éri el (4.2.2. ábra). Az abszolút értékek tavasszal, nyáron és ősszel közel egyenlőek az összes cellában (0°C és $3,02^{\circ}\text{C}$ között váltakozva), amit világosan mutat az a tény, hogy a legnagyobb eltérés is csak $0,21^{\circ}\text{C}$ (a tavasz és a nyár között, az 5. cellában). Tehát a keresztmetszet mentén az átlagos ΔT ebben a három évszakban nagyon hasonlóan alakul. Télen viszont a hőmérsékleti profil értékei még a felét sem éri el a másik három évszakban tapasztaltaknak: a legnagyobb ΔT érték csak $1,44^{\circ}\text{C}$. Az alacsony téli értékek miatt az átlagos éves profil a tavaszihoz, a nyárihoz és az őszihez viszonyítva mérsékeltőbb, s ennek megfelelően a legnagyobb értéke $2,58^{\circ}\text{C}$.



4.2.2. ábra Az abszolút átlagos hősziget-intenzitás évszakai és éves profiljai Szegeden a keresztmetszet mentén (1999. március – 2000. február)

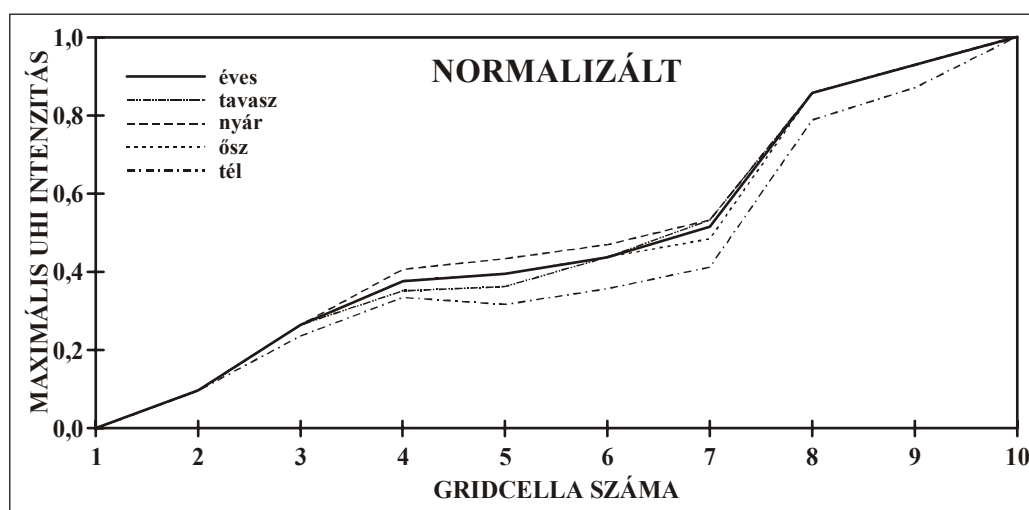
A városi hőmérsékleti többlet nagyságának évszakai változásai főként az eltérő időjárási körülményeknek tulajdoníthatók (4.2.3. táblázat). A legnagyobb szélsőbesség és felhőzöttség a téli hónapokra jellemző, amikor az intenzitás a leggyengébb. Az előbb említett paraméterek értéke nyáron a legkisebb, a ΔT legerősebb értékei azonban nem mindig nyáron jelentkeznek a keresztmetszet minden pontjában: a tavaszi és őszi profilok helyenként a nyári fölött futnak (4.2.2. ábra). Ez azt sugallja, hogy a klimatológiai tényezők hatásai meglehetősen összetettek

és a hősziget kifejlődésére gyakorolt befolyásuk vizsgálata nem korlátozódhat csupán kettő, habár természetesen alapvető fontosságú paraméterre.

4.2.3. táblázat A szélesebbség és a felhőzet szezonális átlagai Szegeden (1999. március – 2000. február)

Időszak	Szélesebbség (ms^{-1})	Felhőzet (okta)
tavasz	3,2	4,6
nyár	2,4	4,0
ősz	2,7	4,7
tél	3,4	5,1

Az évszakos ΔT profilok elemzését a (3.2.1-2) képlettel számolt normalizált értékek vizsgálatával folytatva, látható, hogy a szezonális különbségek jelentősen lecsökkennek (4.2.3. ábra). Ezek a görbék – néhány helyi sajátosságtól eltekintve – nagyon jól követik a tipikus éjszakai városi hősziget keresztmetszetét (lásd 2.4.1. ábra).



4.2.3. ábra A normalizált átlagos hősziget-intenzitás évszakos és éves profiljai Szegeden a keresztmetszet mentén (1999. március – 2000. február)

Szegeden a "szirt" mind a négy évszakban egy erőteljes hőmérséklet-emelkedés a 2-es és a 4-es cella között, kb. 1 km hosszan (4.2.3. ábra). A továbbiakban négy cellán át (4-7) tart az 1,5 km hosszú, nagyon lassú növekedést mutató hőmérsékleti "fennsík". Ezután a 7-es és a 8-as cella között (0,5 km) van egy második, igen meredek "szirt" is, amely jelzi a "csúcs"-régió kezdetét. A legnagyobb (0,77-nél magasabb) értékekkel jellemezhető terület meglehetősen széles (három cella, 1 km-es hosszúságban), így a valódi "csúcs" (1,0 értékkel) kevésbé hegyes. Ez a jelenség jól megmagyarázható a belváros kiterjedésének viszonylagos nagyságával és homogenitásával, amelyet – az 1879-es szegedi nagy árvíz rombolása után – a századforduló és a 20. század első évtizedeiben épült 3-5 szintes házak jellemeznek. Összességében az állapítható meg, hogy a teljes egy éves mérési periódusban a keresztmetszet mentén a normalizált átlagos ΔT nagyon hasonlóan változik mindegyik évszakban: a legnagyobb eltérés sehol sem haladja meg a 0,13-as értéket.

A normalizálás felhasználása tehát felfedte a városi terület keresztmetszetének hőmérsékleti eloszlását, vagyis a ΔT -nek a különböző városrészek szerinti arányát, ami alapján az a következtetés vonható le, hogy az évszakos átlagos hősziget-profilok alakja szinte kizárólag csak a városi tényezőktől függ. E tényezők között azonban a beépített terület aránya csak az egyik – noha igen fontos – tényező, mert a város szélétől a központ felé haladva a hőmérséklet folyamatos (bár nem egyenletes ütemű) növekedése nem követi pontosan a beépítettség mértékének cellánkénti változását (4.2.2. táblázat). Ezért valószínűsíthető, hogy egy másik

paraméter, a városközponttól mért távolság csökkenése is igen domináns tényező a városi hőmérséklet növekedésének kialakításában (lásd 4.3. fejezet). Természetesen ennek a két városi paraméternek (és más egyéb, jelen esetben nem vizsgált tényezőknek, mint pl. az épülettömegnek, épületmagasságnak, vagy az égboltláthatóságnak) a ΔT -re gyakorolt befolyása együttesen jelentkezik.

Itt most érdemes visszakanyarodni a 2.5. fejezetben említett kérdéskörhöz, amelyben a városi tényezők klímára gyakorolt módosító hatásának modellezésekor alkalmazott általános alapegyenletéről (2.5-1) volt szó.

Az előző eredményeket alkalmazva egy paraméterre (a hőmérsékletre), módosítható, illetve pontosítható a (2.5-1) egyenlet városi változója (U). A modellből ugyanis az L tag elhagyható abban a speciális esetben, amikor a vizsgált település és környezete földrajzi szempontból nem bonyolult (pl. mint amilyen a nagy vízfelületektől távol elterülő, síksági fekvésű Szegedé is). Ekkor az $M = C + L + U$ modellegyenlet a következőképpen egyszerűsödik:

$$M = C + U \quad (4.2-1)$$

Jelen esetben az M alatt hőmérsékletet értünk, ekkor a ΔT jelenti a település hőmérsékletmódosításának mértékét, azaz: $\Delta T = U$. Jelöljük a városnak az n -dik cellájában, adott időszakban vagy évszakban (t) jelentkező hatását U_{nt} -vel.

Az előző eredmények szerint a szezonális átlagos normalizált profilokból arra lehet következtetni, hogy a profil alakja (mely U_{Nn} -nel szimbolizálható, s a normalizált ΔT értékét jelenti az n -dik cellában) független az időjárási viszonyok évszaksos változásától, kialakítását nagymértékben a városi tényezők (u_n) határozzák meg: $U_{Nn} = f_1(u_n)$. Másrészt viszont az abszolút hősziget-intenzitás egy adott városi helyen egy adott időpontban (U_{nt}) nemcsak a városi (u_n), hanem a településen és környezetében uralkodó időjárási tényezőknek (c_t) is függvénye: $U_{nt} = f_2(c_t, u_n)$, vagyis egy adott cellában a település hatását az időjárási tényezők erősíthetik vagy gyengíthetik is. Ezért a város valódi hőmérséklet módosításának leírásához javasolható a (2.5-1) egyenlet olyan értelmű átalakítása, amelyben a c_t és u_n tényezők szorzat formájában jelennek meg a modellben, azaz $U_{nt} = c_t \cdot u_n$ legyen, vagyis általánosan:

$$M = C + c \cdot u \quad (4.2-2)$$

Kihangsúlyozandó azonban, hogy ez az eredményül kapott módosított (4.2-2) modellegyenlet csak speciális (azaz egyszerű) földrajzi elhelyezkedésű települések esetére és csak a hőmérsékletre érvényes, valamint az, hogy az időjárási szorzótényező konkrét számszerűsítése még megoldandó feladat.

4.3. A hősziget területi eloszlásának többváltozós statisztikus modellje

A sajátos városi éghajlat – így a hősziget – kialakításában meghatározó szerepet játszó fizikai folyamatok rendkívül bonyolultak, hiszen időbeli lefutásuk gyors, valamint egy erősen változó geometriájú és sokféle anyagminőségű városi felszínen keresztül fejtik ki hatásaikat. Ennek ellenére léteznek dinamikus-fizikai modellek e folyamatok közelítő leírására (lásd 2.7.1. fejezet).

Hozzá kell azonban tenni, hogy a fenti modelleknek területi és felbontóképességbeli korlátok, nagy számításigényük, bonyolult paraméterezésük és a kezdeti feltételekre való nagyfokú érzékenységük miatt, teret kell engedniük a statisztikus alapon történő modellkészítésnek is. Ennek megfelelően találhatunk a szakirodalomban a hősziget intenzitásának becslésére számos olyan statisztikus modellt is, melyek független változóként pl. a szélességet, a felhőzet mennyiségét, a rövidhullámú besugárzást és hőmérsékleti amplitudót, valamint a népesség számát, területhasználati típusokat, beépítettségi arányt, stb. alkalmazzák (4.3.1. táblázat).

4.3.1. táblázat Az UHI megbecslése irányuló statisztikai modellezések áttekintése néhány munka alapján (Unger et al. 2000 alapján kiegészítve)

Becsült változó	Alkalmazott paraméterek	Referencia
UHI intenzitás	szélesség, felhőzet	Sundborg (1950)
UHI intenzitás	lakosság, szélesség	Oke (1973)
max. UHI intenzitás	lakosság	
UHI intenzitás	szélesség, felhőzet, légköri stabilitás, forgalom sűrűség, energia felhasználás, hőmérséklet	Nkemdirim (1978)
UHI intenzitás 4 különböző szintben	függőleges hőmérsékleti gradiens, szélesség, függ. hőmérsékleti gradiens aránya a szélességhez	Nkemdirim (1980)
UHI intenzitás	szélesség, területhasználati típusok aránya	Park (1986)
max. UHI intenzitás	vízátmeresző felszín aránya, lakosság	
max. UHI intenzitás	lakosság, SVF, vízátmeresző felszín aránya	Park (1987)
UHI intenzitás	szélesség, felhőzet, hőmérséklet, specifikus nedvesség	Goldreich (1992)
UHI intenzitás	szélesség, felhőzet, légnyomás	Moreno-Garcia (1994)
felszíni UHI intenzitás	nap sugárzás, szélesség, felhőzet	Chow et al. (1994)
UHI intenzitás	beépítettségi arány, tszf. magasság, szélesség, idő, hőmérsékleti amplitudó	Kuttler et al. (1996)
UHI intenzitás $T_{\text{átl.}}$, $T_{\text{max.}}$, $T_{\text{min.}}$ -ra	NDVI, felszín-hőmérséklet (műholdas méréssel)	Gallo and Owen (1999)
UHI intenzitás	távolság a városközponttól, beépítettségi arány	Unger et al. (2000) Unger et al. (2001a)
UHI intenzitás	szélesség, felhőzet	Morris et al. (2001)
max. UHI intenzitás	előző nap max. UHI intenzitása, szélesség, felhőzet, relatív nedvesség	Kim and Baik (2002)
UHI intenzitás	beépítettségi arány, tszf. magasság, távolság a tengertől, távolság a városközponttól, vegetációs arány, vízátmeresző felszín aránya, vízfelület arány, SVF	Eliasson and Svensson (2003)
éjszakai és nappali UHI intenzitás	SVF, felszín albedo, tszf. magasság, zöldfelület arány, tengertől való távolság	Giridharan et al. (2007)
éjszakai és nappali UHI intenzitás	felszín albedo, épület-alapterület arány, zöldfelület arány, fal-felület arány, épület-magasság és -távolság aránya	Kolokotroni and Giridharan (2008)
UHI intenzitás	lombkoronával való fedettség aránya, vízátmeresző felszín aránya, úthálózat felszínének aránya, épület-alapterület arány	Hart and Sailor (2009)

E fejezet statisztikus modellegyenletek segítségével ad becslést az átlagos városi hősziget-intenzitás területi eloszlására Szegeden, figyelembe véve a városi felszín 2D-s (felszín borítottság és távolság) tulajdonságait, valamint a fűtési igény szerinti évszakos változékonyságot.

4.3.1. Az egyes városi felszínparaméterek és az UHI közötti kapcsolat

A kapcsolatkeresés első lépésében páronként összehasonlítva elemeztük az évi és évszakos átlagos ΔT , valamint a felszíni paraméterek értékei közötti összefüggéseket. Ennek során meghatároztuk az egyes paraméterek és a ΔT közötti sztohasztikus kapcsolat szorosságára vonatkozó determinációs együttható (R^2) értékeit. Azon null-hipotézisünk, miszerint a két kiválasztott paraméter között nincs reális kapcsolat, egyértelműen akkor vethető el, ha a determinációs együttható értéke elég nagy. A null-hipotézis elfogadási tartománya – 107 elem esetén, 5%-os szignifikancia szinten – $R^2 > 0,0361$ (Péczeley 1979).

A vizsgálatba bevont városi felszínparaméterek (cellánkénti értékek):

- B – beépítettség aránya, W – vízfelszín aránya (lásd 3.3.1. fejezet),
- D – az adott cella közepének a központi cella közepétől való távolsága.

A D paraméter szerepeltetése azon a megfontoláson alapul, hogy ez a paraméter valamilyen szinten visszatükrözi az adott cella helyzetét a városon belül. Feltehető ugyanis, hogy egy adott felszínborítású cellában nagyobb lesz a ΔT , ha az a cella közelebb van a városközponthoz, mintha a város peremén helyezkedne el, hiszen ekkor a tágabb környezete is városiasnak tekinthető.

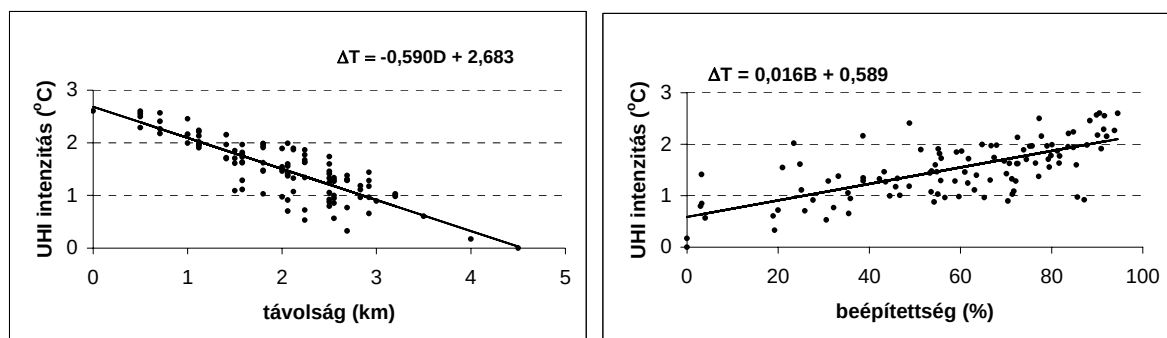
Első lépésként azt nézzük meg, hogy az egyes paraméterek (mint független változók) önmagukban mennyire befolyásolják az átlagos hősziget-intenzitás (mint függő változó) értékét a vizsgált időszakok szerint. Ennek megfelelően adódik egy fontossági sorrend a paraméterek között.

4.3.2. táblázat Az átlagos hősziget-intenzitást legjobban közelítő modellegyenletek a különböző paraméterek felhasználásával és az illeszkedések szignifikancia szintjei a három vizsgált időszakban Szegeden (R^2 – determinációs együttható, $n = 107$)

Időszak	Paraméterek	Lineáris regressziós egyenes egyenlete	R^2	Szign. szint
1999. március – 2000. február	D	$\Delta T = 0,59 \cdot D + 2,683$	0,7006	0,1%
	B	$\Delta T = 0,016 \cdot B + 0,589$	0,4692	0,1%
	W	-	0,0019	-
április 16. – október 15. (nem-fűtési szezon)	D	$\Delta T = 0,725 \cdot D + 3,242$	0,7413	0,1%
	B	$\Delta T = 0,018 \cdot B + 0,716$	0,4556	0,1%
	W	-	0,0031	-
október 16. – április 15. (fűtési szezon)	D	$\Delta T = 0,43 \cdot D + 2,022$	0,5776	0,1%
	B	$\Delta T = 0,012 \cdot B + 0,439$	0,4543	0,1%
	W	-	0,0004	-

A páronkénti kapcsolatok jellemző értékeit a 4.3.2. táblázat tartalmazza. A számítások alapján kijelenthető, hogy mindhárom időszakban a legszorosabb kapcsolat a D és a ΔT között figyelhető meg. Ez nem teljesen meglepő, hiszen az izotermák Szeged esetében meglehetősen szabályos, koncentrikus formát vesznek fel (lásd 4.1. fejezet), ami arra utal, hogy a hőmérséklet meglehetősen szabályosan változik (csökken) a városközponttól távolodva. A B és a ΔT közötti összefüggés is szorosnak mondható statisztikailag, azonban az R^2 értéke kissé alulmarad az előző paraméternél tapasztaltakhoz képest, de mindkét változónál reális a kapcsolat a 0,1%-os szignifikancia szinten ($n = 107$). A vízfelszín (W) esetében azonban egyik időszakban sem mutatható ki reális kapcsolat a ΔT -vel, még 10%-os szinten sem. Erre az lehet a magyarázat, hogy vízfelület az összes cella közül mindössze 39-ben mutatható ki egyáltalán. Az is megfigyelhető, hogy a kapcsolat a nem-fűtési félévben a legmarkánsabb, amikor az időjárási körülmények jobban kedveznek a felszíni hatások érvényesülésének, mint a fűtési félévben.

A regressziós egyenesek alapján megállapítható, hogy a D ill. B értékeinek növekedésével a hőmérséklet-különbség is egyértelműen csökken ill. növekszik, melyre példaként az éves helyzetet bemutató 4.3.1. ábra szolgáljon.



4.3.1. ábra Kapcsolat az éves átlagos hősziget-intenzitás (ΔT), valamint a központtól való távolság (D) és a beépítettség arány (B) között ($n = 107$)

4.3.2. A két városi felszínparaméter és az UHI közötti kapcsolat

Feladatunk, hogy a városi felszínt leíró, az előbb már említett két (statikus) paraméter és a ΔT közötti összefüggést mennyiségileg is meghatározzuk.

Az előzőek szerint legerősebb kapcsolatot a D, majd csökkenő mértékben a B és a W tényező mutatja az egyváltozós regresszió analízis során. Most – a fokozatos beléptetés elvét alkalmazva – mindhárom időszak esetében meghatározzuk a többváltozós lineáris regressziós együtthatókat, a beléptetésnél figyelembe véve a prediktor paraméterek korábban meghatározott erősségi sorrendjét.

A módszer alkalmazásával az eredetileg három prediktorból kettő bizonyult statisztikailag elfogadhatónak a ΔT becslésére (4.3.3. táblázat). E két paraméternek a hőmérsékleti többlet kialakításában betöltött szerepe közel 80%-os ($R^2 = 0,795$) a nem-fűtési szezonban, de még a fűtésiben is majdnem eléri a 67%-ot ($R^2 = 0,666$), a teljes évre vonatkozóan pedig a 77%-ot ($R^2 = 0,769$). A modell kevesebb, mint 0,1%-os szignifikancia szinten is elfogadható, tehát az ez alapján készített becslés megbízhatósága igen jó. A B paraméter beléptetése 5,3-8,9%-os növekedést jelent a megmagyarázott korrelációban. A viszonylag kis növekedési értékeket indokolhatja az a tény, hogy Szeged koncentrikus városstruktúrájának következtében a két változó nem teljesen független egymástól.

4.3.3. táblázat Az átlagos ΔT és a felszínparaméterek közötti lépésenkénti regresszió korrelációs együtthatói és szignifikancia szintjük a három vizsgált időszakra vonatkozóan Szegeden ($n = 107$)

Időszak	Paraméter beléptetés	Többváltozós $ R $	Többváltozós R^2	ΔR^2	Szign. szint
év	D	0,837	0,701	0,000	< 0,1%
	B	0,877	0,769	0,068	< 0,1%
nem-fűtési szezon	D	0,861	0,742	0,000	< 0,1%
	B	0,892	0,795	0,053	< 0,1%
fűtési szezon	D	0,760	0,577	0,000	< 0,1%
	B	0,816	0,666	0,089	< 0,1%

4.3.4. táblázat Az átlagos ΔT -t legjobban közelítő többszörös lineáris regressziós modellegyenletek a két paraméter (D, B) felhasználásával és az illeszkedések szignifikancia szintjei a három vizsgált időszakra vonatkozóan Szegeden ($n = 107$)

Időszak	Paraméterek	Többszörös lineáris regressziós egyenletes egyenlete	Szign. szint
év	D, B	$\Delta T = -0,466D + 0,007B + 2,016$	0,1%
nem-fűtési szezon	D, B	$\Delta T = -0,593D + 0,008B + 2,533$	0,1%
fűtési szezon	D, B	$\Delta T = -0,315D + 0,007B + 1,406$	0,1%

A 4.3.4. táblázat a kapott modellegyenleteket adja meg, mindhárom vizsgált időszak esetében. Az eredményül kapott 2-változós egyenletek erős lineáris kapcsolat meglétét igazolják,

ezért biztonsággal állítható, hogy a két figyelembe vett statikus prediktor paraméter alapján megfelelő pontossággal lehet becsülni a hősziget átlagos intenzitásának területi eloszlását. Az is nyilvánvaló, hogy a nem-fűtési időszakra alkalmazott modellegyenlet markánsabb ΔT értékeket jelez, mint a fűtésiben, ami összhangban van a mért adatokkal.

Ellenőrzésképpen, a továbbiakban – a modellegyenleteket alkalmazva –mindhárom időszakra vonatkozóan előállítottuk a ΔT értékeit gridcellánként, vagyis kiszámítottuk a becsült ΔT -t a várost lefedő gridhálózat cellaközéppontjaiban. A kapott intenzitási értékeket összehasonlítottuk a valós ΔT értékekkel. Ezeket az adatokat felhasználva, a cellánkénti átlagos abszolút eltéréseket megvizsgálva kiderült, hogy az mindegyik időszakban kevesebb, mint $0,5^{\circ}\text{C}$.

4.4. A városi hősziget területi eloszlásának osztályozási típusai

A hősziget-jelenség területi kiterjedésének és erősségének izotermákkal való bemutatása igen szemléletes: a többé-kevésbé körbefutó, záródó vonalak egy sziget vagy domb szintvonalakkal történő topográfiai megjelenítésére emlékeztetnek (lásd 2.4.1. ábra). Az első ilyen ábrázolás az 1920-as évekhez vezethető vissza (Peppler 1929). Egy városon belül az UHI területi szerkezetének részletes bemutatására akkor van lehetőség, ha a területről megfelelő sűrűségben (felbontásban) állnak rendelkezésre egyidejű hőmérsékleti adatok (lásd 2.6. fejezet).

4.4.1. A tipizálás elvi kérdései

A mesterséges városi felszín és emberi tevékenység mellett az UHI kifejlődésének erősségére és szerkezetének sajátosságaira – mint már említettük a 2.4.2. fejezetben – erőteljesen hatnak az időjárási körülmények, elsősorban a sugárzási folyamatokat és a levegő turbulens elkeveredésének szintjét befolyásoló felhőzet és szél. A mesterséges városi felszín igen sokféle mutatóval jellemezhető, amelyek a természetestől való eltérésre utalnak (pl. anyag, fedettség, beépítettség, felszín geometria, területhasználat) (e.g. Botlyán and Unger 2003, Eliasson and Svensson 2003). Ezek mind – helyenként eltérő – hatással vannak az adott városi helyen kialakuló hőmérséklet értékére.

Emiatt néhány eseti mérés vagy felvétel kiértékeléséből messzemenő következtetéseket nem szabad levonni. Természetesen ezekben az esetekben is meg lehet rajzolni az izotermákat és ezekből adódik is valamilyen szerkezeti kép, amely visszatükrözi a ΔT eloszlásának pillanatnyi állapotát: ez a pillanatnyi állapot a viszonylag statikusnak tekinthető felszíni sajátosságok és a dinamikusan változó, de az akkor uralkodó időjárási viszonyok egy kombinált hatásaként adódik. Ezek az – ugyanarra a városi területre vonatkozó – eseti minták lehetnek markánsak (erős UHI – kedvező időjárási feltételek), elmosódottak (gyenge UHI – kedvezőtlen időjárási feltételek), ill. valamerre eltolódottak (légáramlás irányától függően).

Ha azonban egy általános (átlagos) képet szeretnénk nyerni arra nézve, hogy az adott településen hogyan fejlődik ki a hősziget és milyen jellemző szerkezeti típusai vannak, akkor ezeknek a típusoknak a jellemzőit az előzők alapján nyilvánvalóan nem egy-két, hanem jóval több esetből kell összerakni. A kérdés csak az, hogy ez az „összerakás” milyen rendező elvek mentén történjen, annak érdekében, hogy az eredményül kapott területi minták valóban a városi és időjárási hatásokra kialakuló főbb jellegzetességeket tükrözzék vissza.

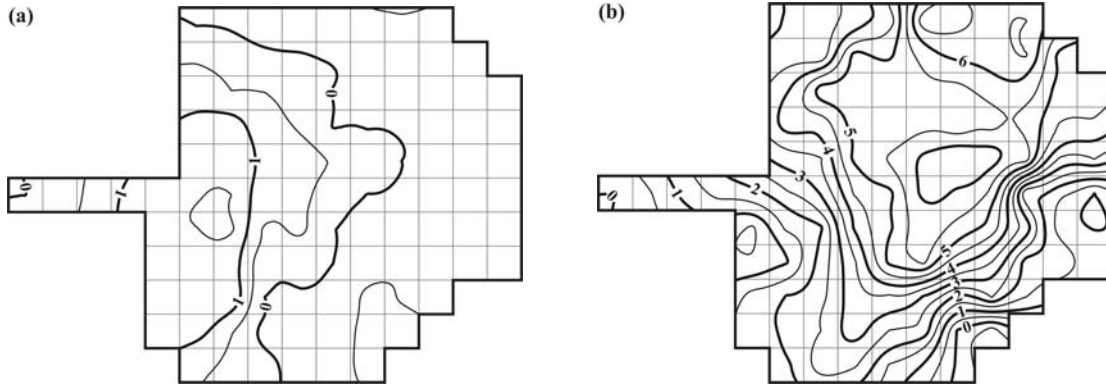
4.4.2. Az alkalmazott megközelítések előnyei és hátrányai

Az előző fejezetben felvetett kérdésre rögtön adódhat egy természetes válasz: ha elvégezzük az egyszerű, pontokra vonatkozó átlagolást, akkor az így kapott hőmérsékleti mezőt tekinthetjük az adott területre jellemző átlagos ΔT eloszlásnak (e.g. Park 1986, Steinecke 1999, Mikami et al. 2003). Azonban egy egyszerű – bár kicsit szélsőséges – példával szemléltetjük, hogy az ekkor létrejövő „általános” kép nem feltétlenül „átlagos” (4.4.1. és 4.4.2a. ábra). A példában szereplő ΔT mezők megrajzolásának háttérét (normalizálás) a módszereknél ismertettük (lásd 3.2.1. fejezet).

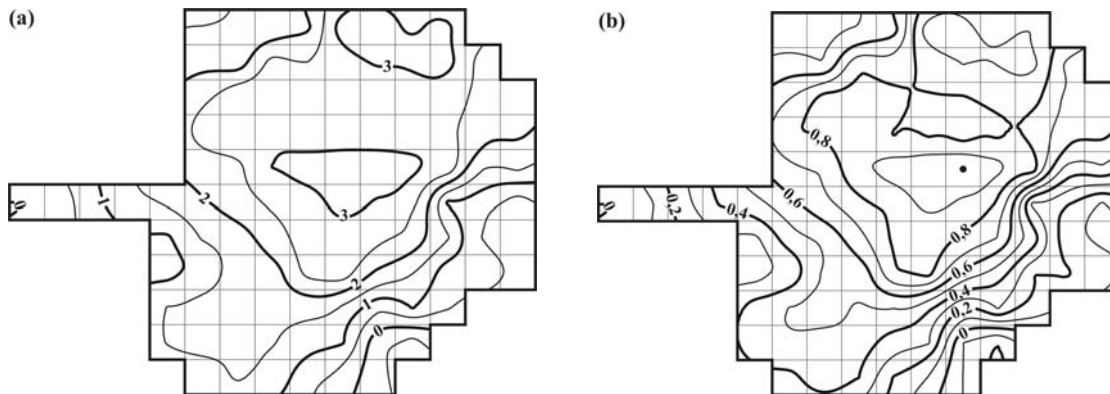
A probléma abban gyökerezik, hogy a példaként adott esetekben a hősziget intenzitása igen eltérő volt (1,6 és 6,81°C), ezért a nagyobb ΔT -vel rendelkező eset (nap) területi szerkezete lett a domináns és az „általános” eloszlás igen hasonlít erre az eloszlásra, míg a kisebb értékűre egyáltalán nem (4.4.1b. és 4.4.2a. ábra). Vagyis a két esethez tartozó ΔT mező nem azonos súllyal képviselteti magát az „általános” képben.

Ha a két esetet először külön-külön – (3.2.1-2) képlet szerint – normalizáljuk, majd ezeket a normalizált mezőket átlagoljuk (4.4.3. ábra), akkor a mérések azonos súllyal fognak szere-

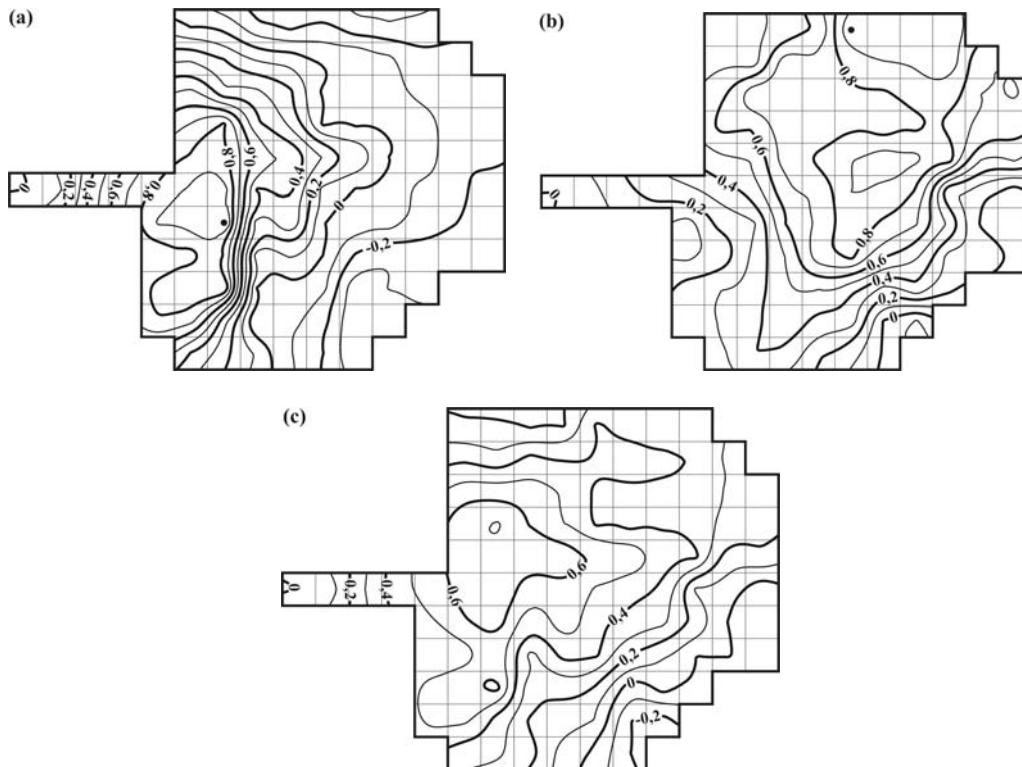
pelni az átlagos képben. Mivel az esetek $\Delta T_{\text{norm}} = 1$ értékei a különböző irányú eltolódások miatt nem egy cellában voltak, ezért az átlagban megjelenő maximális érték kisebb lesz 1-nél.



4.4.1. ábra Abszolút UHI-intenzitás ($^{\circ}\text{C}$) Szegeden (a) 2003. 02. 24-én és (b) 2003. 03. 24-én



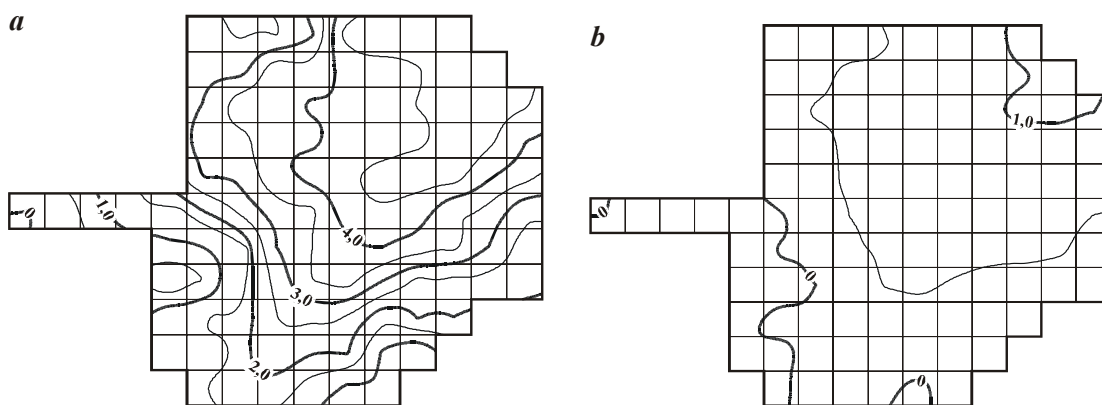
4.4.2. ábra A 2003. 02. 24-i és a 2003. 03. 24-i szegedi hősziget intenzitásának (a) abszolút átlaga ($^{\circ}\text{C}$) és (b) ennek normalizáltja, ahol a pont a maximális ($\Delta T_{\text{norm}} = 1$) érték helyét jelöli



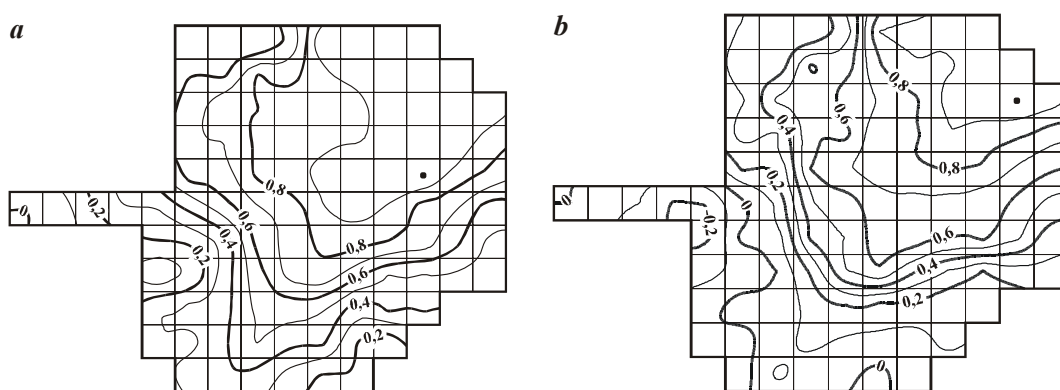
4.4.3. ábra Normalizált UHI intenzitás Szegeden (a) 2003. 02. 24-én és (b) 2003. 03. 24-én, illetve (c) a két normalizált UHI intenzitás átlaga, ahol a pontok a maximális ($\Delta T_{\text{norm}} = 1$) értékek helyét jelölik

Megállapíthatjuk tehát, hogy a 4.4.2b. illetve a 4.4.3c. ábrán megfigyelhető átlagos normalizált ΔT -struktúrák a különböző szerkesztési eljárás következtében jelentősen eltérnek. Az abszolút átlag normalizálása esetén az átlagban a nagyobb értékek eloszlásának hatása fog dominálni (4.4.2b. ábra), ezért ez a módszer nem a „valódi” átlagos képet fogja mutatni. Mivel ezt a túlsúlyt semmi sem indokolja, ezért inkább a másik eljárás használatát javasoljuk (4.4.3c. ábra). Vagyis, egy bizonyos időszakra vonatkozó átlagos mező meghatározásához az esetek normalizált értékeinek felhasználása helyesebbnek tűnik, mert az átlagszámításban így minden egyes mérés azonos súllyal vesz részt.

Már Oke (1999) is rámutatott a 4. Nemzetközi Városklíma Konferencián (ICUC4) a jelen tanulmányban is alkalmazott normalizált ΔT vizsgálatának fontosságára, amelynek igazolására tekintsük a 4.4.4. és a 4.4.5. ábrát. A 4.4.4. ábra a 2002. június 13-i és a 2003. január 27-i mérés során Szegeden észlelt, egymástól jelentősen eltérő abszolút UHI intenzitások területi eloszlását mutatja be. Látható, hogy a 0,5°C-os közökkel megrajzolt izoterma-térképek némi hasonlóság mellett jelentős értékbeli különbségeket mutatnak. A legnagyobb ΔT értékek a város ÉK-i részén jelennek meg (4,75°C és 1,06°C). Az abszolút értékek cellánkénti normalizálásával előállított hőmérsékleti mező azonban azt sugallja (4.4.5. ábra), hogy a két eset csak intenzitásában tér el egymástól jelentősen, struktúrájában azonban nagyon is hasonló. A normalizálás tehát lehetőséget kínál a település(rész)ek különböző időben mért hősziget-szerkezetének összehasonlítására úgy, hogy a különböző abszolút UHI intenzitások elfedő hatását kiküszöböljük.



4.4.4. ábra Abszolút UHI intenzitás (°C) Szegeden (a) 2002. június 13-án és (b) 2003. január 27-én



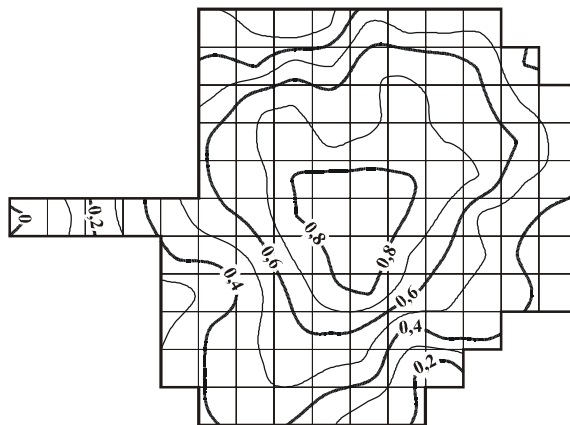
4.4.5. ábra Normalizált UHI intenzitás (a) 2002. június 13-án és (b) 2003. január 27-én Szegeden, ahol a pont a maximális ($\Delta T_{\text{norm}} = 1$) érték helyét jelöli

Az előzőek szerint az egy-egy mérésből adódó ΔT -eloszlást összesen 107, a cellák közép-pontjára vonatkozó abszolút vagy normalizált intenzitás jellemezhet. A vidékinek tekintett legnyugatibb cella közepe mindkét esetben 0 értékű lesz (4.4.4. és 4.4.5. ábra). Normalizálás

esetén a legnagyobb hőmérséklettel (maximális ΔT) rendelkező cella az 1-es értéket veszi föl (4.4.5. ábra).

4.4.3. A szegedi hősziget osztályozási típusai normalizált értékek felhasználásával

A normalizált adatokból megszerkesztett 35 egyedi eset tanulmányozása során feltűnt, hogy bizonyos mintázatok ismétlődnek, ami felvetette a csoportosítás lehetőségét. Egy egyszerű csoportosítással korábban már *Klysik and Fortuniak* (1999) is kísérletezett, de az abszolút értékek figyelembe vételével. Mindössze két típust különítettek el, aszerint, hogy az izotermák egy hőszigetet, vagy egy több helyi maximummal rendelkező „hőszigetcsoporthoz” jelölnek-e ki (lásd még 2.4.1. fejezet).



4.4.6. ábra A 2002. április–2003. március közötti mérési periódus normalizált UHI intenzitásainak éves átlaga Szegeden

A 35 eset normalizált ΔT értékeiből kiszámoltuk a hősziget átlagos éves területi eloszlását (4.4.6. ábra). Még egyszer hangsúlyozzuk, hogy az abszolút adatokból nyert képpel ellentétben ennek az a nagy előnye, hogy az így kapott átlagos éves területi szerkezet kialakításában mind a 35 mérés súlya azonos. A 4.4.6. ábrán látható, hogy a ΔT a külső területektől a belváros felé nő minden irányból. A városi hősziget mintázata csaknem koncentrikus alakot vesz föl Szeged beépítettségi szerkezetének fő vonásaival összhangban. Jelentősebb eltérés e szabályos formától csupán a város ÉNy-DK-i és ÉK-DNy-i tengelye mentén figyelhető meg, amelynek magyarázata a városi területek alakjában (3.1.1. ábra) és a beépítettség jellegében (pl. nagy, panelépítésű lakótelepek, illetve ipari területek elhelyezkedésében) keresendő (lásd még 4.1. fejezet).

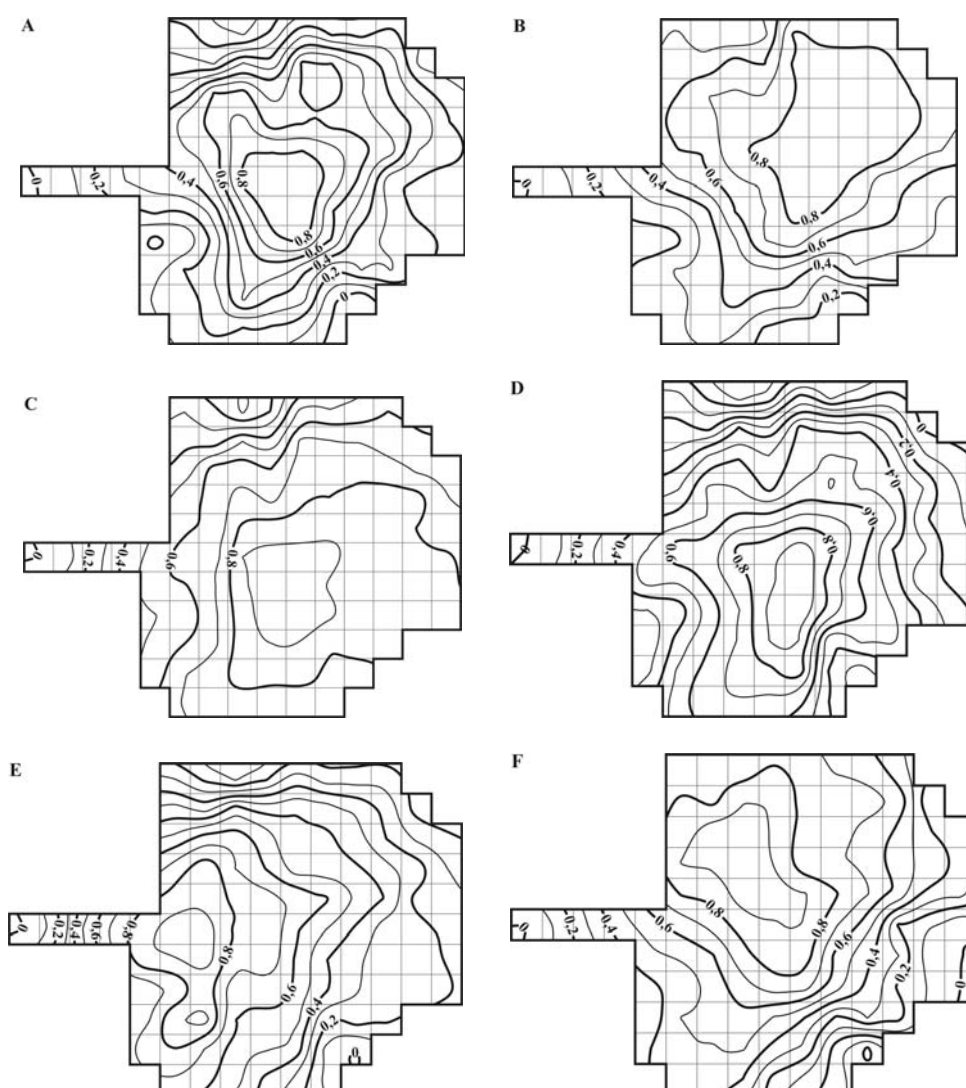
A 4.4.6. ábrán megfigyelhető alakzat fölvetette azt a kérdést, hogy vajon az egyes esetek mintázata is nagyrészt ilyen, vagy egymástól jelentősen különbözőek és csak átlagosan egyenlítik ki egymást? Az a tény, hogy az átlagos éves területi eloszlás térképén nemhogy a lehetséges legnagyobb 1-es érték nem tűnethető föl, de még a 0,9-es normalizált izoterma sem, arra enged következtetni, hogy számos mérésnél a legnagyobb ΔT valahol a központon kívül fordulhatott elő. Ezt a megállapítást a 4.4.1. ábrán bemutatott két eset koncentrikustól lényegesen eltérő formája is megerősíti.

Esetünkben a 35 mérés összes (egyenként 107) normalizált adatával kereszt-korrelációs vizsgálatot végeztünk. Ez együttesen 595 összefüggést jelent a különböző esetek között, s a korrelációs együtthatókat praktikusán egy kereszt-korrelációs mátrixba gyűjthettük össze (*Montavez et al.* 2000). 107 elem esetén az együttható akkor szignifikáns a 99%-os valószínűségi szinten, ha nagyobb, mint 0,25. Ennek megfelelően a klasszifikáció alapja igen egyszerű: azok az esetek tartoznak egy osztályba, amelyek a csoport összes többi tagjával az előbb említett szempont szerint szignifikáns kapcsolatban vannak.

E kereszt-korreláción alapuló klasszifikáció szerint Szegeden az egyedi ΔT mintázatoknak hat típusa (**A**, **B**, ..., **F**) különböztethető meg (4.4.1. táblázat). Sejtésünknek megfelelően a szabályos centralizált mintázathoz (éves átlag a 4.4.6. ábrán, valamint az **A** típus a 4.4.7. ábrán) képest a többi (**B**, **C**, ... , **F**) csoportnál eltolódás figyelhető meg valamilyen irányban (4.4.7. ábra).

4.4.1. táblázat Az UHI területi eloszlásainak csoportosítása, elnevezése, az esetek száma és az adott csoporton belül tapasztalt intenzitás-értékek intervalluma Szegeden (2002 április –2003 március)

Csoport	Elnevezés	Esetek száma	ΔT intervallum (C°)
A	centrális	6	0,35 – 5,70
B	eltolódott ÉK felé	11	0,97 – 6,82
C	eltolódott DK felé	6	2,57 – 5,06
D	eltolódott D felé	3	0,82 – 1,43
E	eltolódott DNy felé	3	1,60 – 4,26
F	eltolódott ÉNy felé	6	1,83 – 3,21



4.4.7. ábra Csoportonkénti átlagos normalizált UHI mezők Szegeden (2002. április – 2003. március): **A** – centrális; **B** – eltolódott ÉK; **C** – eltolódott DK; **D** – eltolódott D; **E** – eltolódott DNy és **F** – eltolódott ÉNy felé

Az egyes csoportokra jellemző különböző irányú és mértékű eltolódások magyarázatánál azt kell figyelembe venni – ahogy azt már korábban is említettük –, hogy a ΔT területi szerkezetét a városi jellemzők és a meteorológiai paraméterek együttesen határozzák meg. Az előbbi

tényező az említett egy éves mérési periódusban nem változhatott alkalomról alkalomra, így a eltolódásoknak csakis meteorológiai okai lehetnek.

4.4.2. táblázat A kereszt-korrelációval képzett UHI osztályokat reprezentáló esetekhez kapcsolódó szélirány és szélsébségek Szegeden

Csoport	Mérési időpont	Jellemző	Szélirány-gyakoriság a 6 óra alatt		Szélsébség 6 óras átlaga (ms^{-1})
			irány	(%)	
A	2002. 09. 18.	centralizált	Ny-NyDNy	78,4	1,47
B	2002. 06. 13.	eltolódott ÉK felé	D-DDNy-DNy	89,5	1,69
C	2003. 02. 18.	eltolódott DK felé	ÉNy-ÉÉNy	81,6	2,38
D	2002. 04. 05.	eltolódott D felé	ÉÉK	81,6	5,03
E	2002. 06. 26.	eltolódott DNy felé	K-ÉK-ÉÉK	76,3	2,59
F	2002. 08. 27.	eltolódott ÉNy felé	DK-DDK	64,9	3,91

Mintapéldák segítségével a 4.4.2. táblázatban foglaltuk össze a mérések előtti és alatti 3-3 (összesen 6) óra időtartam uralkodó szélirányát és átlagos szélsébségét, melyek együtt ki-elégítően megmagyarázzák a normalizált ΔT mintázatokban megjelenő eltolódásokat. A 10 perces szél-alapadatokat a belváros szélén fekvő egyetemi automata mérőállomás szolgáltatja. A meteorológiai paraméterek közül természetesen nem csak a szél alakította a városi hősziget szerkezetét, de a szerepe döntő volt, hiszen az irány és sebesség 6 órára korlátozódó vizsgálata esetén is csupán az A példa igényel némi további magyarázatot. Ekkor, noha tartós Ny-NyDNy-i szél uralkodott, a gyenge légmozgás miatt nem tolódtak el az izotermák és így felépülhetett egy centralizált ΔT eloszlás.

4.5. Az égboltláthatósággal jellemzett városi felszíngeometria és a hősziget kapcsolata

E fejezetben az SVF számítására a 3.4.2. fejezetben tárgyalt analitikus és a 3.4.3. fejezetben bemutatott új eljárással kapott eredmények segítségével elemezzük a városi hősziget és a városi felszíngeometria kapcsolatát.

Első lépésként röviden áttekintjük a felszínközeli levegő termikus változása (T , ΔT) és az SVF változása közötti kapcsolatra vonatkozó kutatási előzményeket.

Oke (1981) az UHI maximális értékét vizsgálta az SVF függvényében. Európai és amerikai városokból származó adatokkal dolgozott, az SVF értékek az egyes városok leginkább beépített központi területére vonatkoztak (földfelszíni és légifelvételekről történő kiértékelés alapján). A két változó között a következő összefüggést kapta 31 elempár ($n = 31$) felhasználásával:

$$\Delta T_{\max} = 7,1 - 13,88 \cdot \text{SVF} \quad (4.5-1)$$

Johnson (1985) szoros kapcsolatot állapított meg az angliai Birmingham nyár éjszakai léghőmérsékletének maximális hűlési gradiense és az SVF értéke között. Az SVF értékeket 27, egymástól körülbelül azonos távolságra lévő helyen terepi méréssel határozta meg, a hőmérsékleti értékek 8 mobil mérésből származtak. A két változó között -0,83-as mértékű lineáris korreláció volt kimutatható ($n = 27$).

Bärring *et al.* (1985) a svédországi Malmöben mobil mérésekkel, valamint két állomás termográfál végzett észleléseiből kapott léghőmérsékleti adatokat vizsgáltak. Megállapításuk szerint a hőmérséklet nem korrelál szorosan az SVF értékekkel ($n = 75$).

Ennek ellenkezőjét állapította meg Yamashita *et al.* (1986) öt japán városban végrehajtott 1-1 mobil mérésorozat alapján. Bár konkrét koeficiens értékeket is említene, munkájukból nem derül ki pontosan, hogy hány elemet használtak a korreláció erősségének meghatározásához.

Park (1987) japán és koreai városok központi területeire vonatkozó átlagos SVF értékeket vetett össze mobil mérésekből számított ΔT értékekkel, valamint felhasznált irodalmi forrásokat is más kontinensekre vonatkozóan. Az általa kapott szignifikáns összefüggések régióként a következők:

japán városok:	$\Delta T = 10,15 - 12 \cdot \text{SVF}$	($n = 13$)	(4.5-2)
----------------	--	--------------	---------

koreai városok:	$\Delta T = 12,23 - 14 \cdot \text{SVF}$	($n = 6$)	(4.5-3)
-----------------	--	-------------	---------

észak-amerikai városok:	$\Delta T = 16,34 - 15 \cdot \text{SVF}$	($n = 18$)	(4.5-4)
-------------------------	--	--------------	---------

európai városok:	$\Delta T = 16,34 - 15 \cdot \text{SVF}$	($n = 11$)	(4.5-5)
------------------	--	--------------	---------

Eliasson (1992) által a svédországi Göteborgban végrehajtott 1 mobil mérés alapján a léghőmérséklet és az SVF értékek között ($n = 17$) nem tudott kimutatni szignifikáns összefüggést. További tanulmánya során (Eliasson 1996) a horizontális hőmérséklet eloszlást vizsgálta a Göteborgban különböző városi területhasználat esetében, 3 mobil méréssel végrehajtott adatgyűjtés segítségével. Ennek eredményei szerint sem talált statisztikailag értékelhető összefüggést a léghőmérséklet és az SVF értékei ($n = 18$) között.

A göteborgi kutatásokat Upmanis *et al.* (1998) folytatták. Három városi parkban és azok beépített környezetében vizsgálták a léghőmérséklet változását telepített állomások és 16 mobil mérés segítségével. A város és park közötti hőmérséklet különbség és az SVF ($n = 42$) között nem mutatkozott szignifikáns kapcsolat, de legnagyobb park esetében végzett részletesebb elemzések szerint a hűlési gradiens és az SVF ($n = 6$) között fellelhető az összefüggés.

Upmanis and Chen (1999) egy göteborgi parkban és beépített környezetében végeztek méréseket egy keresztmetszet mentén telepített állomásokkal. Az eredményeken elvégzett komponens analízis itt sem mutatott ki statisztikai kapcsolatot az SVF és a léghőmérséklet ($n = 14$) értékei között.

Upmanis (1999) részletes vizsgálatai a városon belüli változások közötti összefüggések feltárására irányultak, különböző területhasználati típusokra vonatkozó léghőmérséklet és SVF értékek felhasználásával, szintén Göteborgban. A több mobil mérésből származó adatokat évszakonként is külön elemezte és megállapította, hogy az SVF változásának nincsen igazán nagy hatása a városi léghőmérséklet változására, de azért esetenként kimutatható az összefüggés, pl.:

$$1994. \text{ február } 14\text{-én: } T = 3,6 - 1,8 \cdot \text{SVF} \quad (n = 8) \quad (4.5-6)$$

Santos et al. (2003) a braziliai Belo Horizonte egy kerületében vizsgálták az SVF hatását a léghőmérsékletre. 3 mobil mérés alapján arra a következtetésre jutottak, hogy a naplemente idejében viszonylag szoros a kapcsolat a két változó között:

$$T = 27,75 - 2,56 \cdot \text{SVF} \quad (n = 7) \quad (4.5-7)$$

Svensson (2004) szerint – szintén Göteborg esetében – viszont már erősebb korreláció mutatható ki e két változó között. A hőmérsékleti adatok különböző típusú beépítettséggel rendelkező pontokon elhelyezett állomásokról (36 nap) és 2 mobil mérésből származtak. A statisztikai elemzés erős korrelációt mutatott a léghőmérséklet és az SVF értékek között:

$$\text{állomások: } T = 6,35 - 7,48 \cdot \text{SVF} \quad (n = 16) \quad (4.5-8)$$

$$\text{mobil mérések: } T = 2,16 - 4,56 \cdot \text{SVF} \quad (n = 13) \quad (4.5-9)$$

A németországi Krefeld városában 7 alkalommal végzett mobil mérés eredményeit *Blankenstein and Kuttler* (2004) dolgozták fel. Hasonló eljárást alkalmaztak az *Unger* (2004) munkájában tárgyaltakéhoz (lásd 4.5.3. fejezet), ugyanis a szakaszokra osztott mérési útvonal mentén mért ΔT és SVF értékeket szakaszonként átlagolták és utána hasonlították őket össze. Gyenge korrelációt sikerült csak kimutatni a két változó között, amit a szerzők részben az egyenetlen topográfia következtében fellépő hideg beáramlásoknak tulajdonítanak, amelyek módosítják a beépített területek hatására kialakuló hőmérsékleti mezőt.

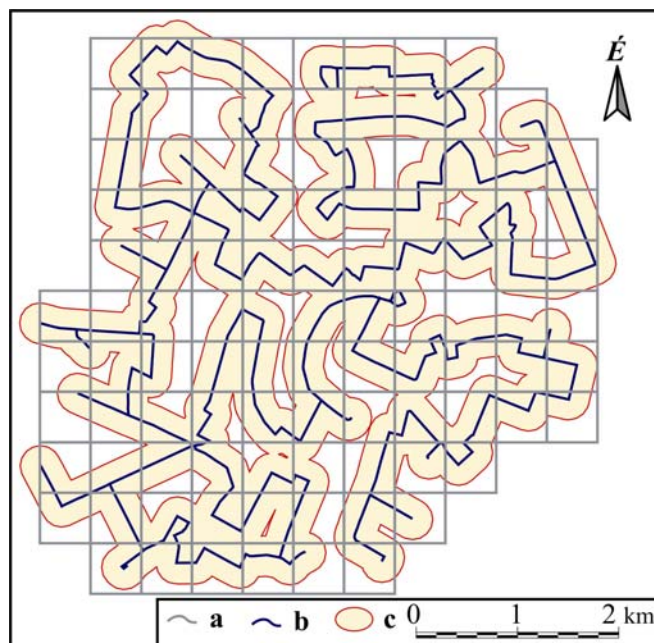
Ahogy az eddigiekből is látszik, meglehetősen ellentmondásosak az eredmények abban a tekintetben, hogy a városi geometria (SVF) változása mennyire és milyen mértékben befolyásolja a léghőmérséklet (T), illetve a hősziget (ΔT) eloszlását, változását a városi környezetben. Az ellentmondások részben abból adódhatnak, hogy ezek a korábbi vizsgálatok csak a város(ok) kisebb részterületeire korlátozódtak, néhány alkalommal elvégzett és gyakran alacsony számú mérőpontra vonatkozó mérésekre támaszkodtak. Ezért az összehasonlítások a hőmérséklet és az SVF szempontjából nem feltétlenül reprezentatív elempárokon alapultak, amelyek értékei mindig egy-egy adott pontra vonatkoztak. Ez alól – ahogy az előbb említettük – csak *Blankenstein and Kuttler* (2004) munkája jelent a probléma megközelítése szempontjából kivételt.

4.5.1. Az algoritmus futtatása – az SVF számítás kétféle megközelítési módja

A kifejlesztett algoritmust kétféle megközelítésben alkalmaztuk Szegeden, az említett 3D-s adatbázis felhasználásával (3.4.3. fejezet). Az első számítás alkalmával a hőmérséklet-mérés útvonalának pontjaira, a másodiknál pedig a teljes vizsgált területet lefedő szabályos sűrűségű ponthálózatra végeztük el a kiértékelést, majd cellánkénti átlagolást végeztünk. Az első számítás viszonylag gyorsan elvégezhető, mivel ez kevesebb, mint 3000 pontot érint, míg a második – a ponthálóra végzett – számítás már jóval több időt vesz igénybe a pontok nagy száma miatt (közel 900.000). Érdekes kérdés, hogy melyik eljárással kapott SVF érték lesz szorosabb sztohasztikus kapcsolatban a ΔT -vel? Az első – útvonal menti – számítás mellett szól, hogy közelítőleg ugyanezen pontokban történt a hőmérséklet mérése is. Megjegyezzük, hogy a hőmérséklet területi eloszlása meglehetősen folytonos változásokat mutat, ezért a mérési út-

vonala mentén észlelt hőmérséklet átlaga megfelelően reprezentálja a cellában uralkodó hőmérsékleti viszonyokat. A második számítás helyességét az támasztja alá, hogy az SVF kis területen belül is igen eltérő értékeket vehet fel, ezért a teljes cellára – és nem csak az útvonalra – jellemző átlagos égboltláthatóság jobban reprezentálja az adott terület felszíngeometriai viszonyait. A következőkben áttekintjük a két alkalmazási mód részleteit.

A első esetben a 4.5.1. ábra mutatja a figyelembe vett 103 cellát, a 2002-2003-as mérési útvonalat (lásd még 3.2.3. ábra) és az útvonal mentén figyelembe vett 200-200 m széles területet (lásd 3.4.5. fejezet), amelyen belül felhasználtuk az épületeket az SVF számításához (SVF_{utv}). A felhasznált sávok nagyrészt a vizsgált területen belül vannak, csak a peremi részeknél kell – az útvonal futásától függően – olyan épületeket is bevonni, amelyek a hálózaton kívül vannak.



4.5.1. ábra Az SVF_{utv} számításánál figyelembe vett és az eredetileg vizsgált terület kapcsolata (a – az eredetileg vizsgált terület hálózata, b – mérési útvonal, c – az SVF_{utv} számításánál figyelembe vett terület)

Az SVF_{utv} értékeit a 4.5.1. ábrán látható útvonal egymástól 20 m távolságra lévő pontjaiban (2755 pont) határoztuk meg a kellő reprezentativitás érdekében. A mérési útvonal egy belvárosi részletét és az SVF_{utv} mérési pontjainak elhelyezkedését a 4.5.2. ábra szemlélteti.



4.5.2. ábra A mérési útvonal és a mérési pontok elhelyezkedése Szeged két központi fekvésű cellájában

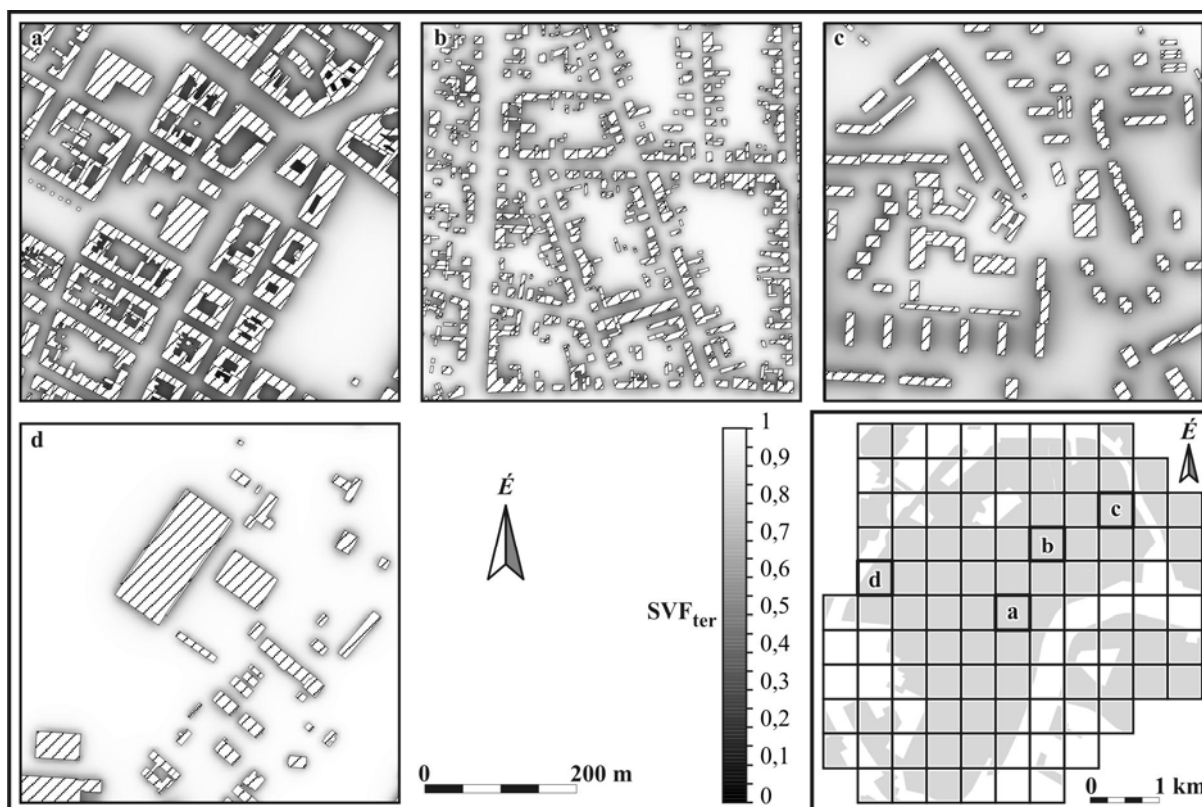
A második esetben a vizsgált terület SVF eloszlásának meghatározásához megfelelő sűrűségben felvett diszkrét pontokra vonatkozó értékek szolgáltatnak információt (SVF_{ter}). Az adatbázis pontosságát és az algoritmus futásának az idejét is figyelembe véve az 5 m-es felbontás (a mintaterületre fektetett 5x5 m-es háló) bizonyult megfelelőnek az eloszlás jellegzetességeinek kirajzolásához (4.5.3. ábra). Ugyanis Lindberg (2006) a Göteborg területéről származó domborzatmodellen alapuló SVF számításnál kimutatta, hogy 5 m-nél durvább felbontás esetében a városi felszín jellegzetességei már nehezen követhetők, ezért célszerű az ilyen, vagy ennél finomabb felbontás alkalmazása. Esetünkben a vizsgált terület ($25,75 \text{ km}^2$) nagysága miatt a finomabb felbontás választása esetén fellépő számítási idő növekedés már kimerítette volna a rendelkezésre álló számítógépkapacitást, ezért ennél – a mindkét szempontból elfogadható (5 m-es) – megoldás mellett maradtunk.



4.5.3. ábra Az SVF mérési pontok elhelyezkedése Szeged központi fekvésű cellájának egy részén

A ponthálózathoz eltávolítottuk az épületek területére eső pontokat. Ennek oka elsősorban az, hogy az SVF_{ter} -et, mint a tetőszint alatti réteg (UCL) hőmérsékleti viszonyait befolyásoló tényezőt vizsgáltuk és emiatt helytelen lett volna ezekre pontokra elvégezni a számítást, mivel az itt kapott értékek a határretegnek a tetőszint feletti részére vonatkozó sugárzási viszonyokra engednének következtetni. Így a 103 cellára vonatkozó ponthálózat a lehetséges 1.030.000 pont helyett „csak” 897.188 pontot tartalmaz. Az algoritmus paraméterezése minden részletében megegyezett az útvonal menti számításnál alkalmazottakkal.

A 4.5.4. ábrán az SVF_{ter} számítás pontjaiból interpolált térképeken vizsgálhatjuk meg az égbolthatóság kisléptékű térbeli változásait. A négy részára Szeged négy jellegzetes szerkezeti-morfológiai típusára jellemző SVF-eloszlást ábrázolja. A belváros területén a szűk utcák és kis méretű belsőudvarok miatt jóval alacsonyabb SVF értékek jellemzőek, itt nem ritka a 0,1 körüli égbolthatóság sem. Ezeken a területeken az SVF_{ter} csak a városi parkok területén nő 0,8 fölé. A családi házas részeken az utcákon és az utcafrontra felfűződő épületek között csökken le az SVF_{ter} értéke ($\sim 0,5$), azonban a telkek belső részein találunk 1 körüli értékeket is. A panel lakótelepeken az a legszembeötlőbb, hogy noha az épületek egymástól viszonylag távol helyezkednek el, az SVF_{ter} értéke mégis nagy területen csökken 0,6 körüli értékre, aminek oka az épületek magasságában keresendő. Az ipari és raktárházas körzetekben, ahol kevés és viszonylag alacsony, de nagy alapterületű épület található, azt tapasztaljuk, hogy csak az épületek közvetlen környezetében módosul az SVF_{ter} értéke.



4.5.4. ábra Az SVF_{ter} számítás pontonkénti értékeinek térbeli eloszlása Szeged négy beépítési típusát reprezentáló területen (a – belváros, b – családi házas terület, c – lakótelep, d – ipari terület)

4.5.2. Az SVF és az UHI intenzitás kapcsolata Szegeden

Az analitikus módszerrel közelített SVF és az UHI közötti kapcsolat elemzése

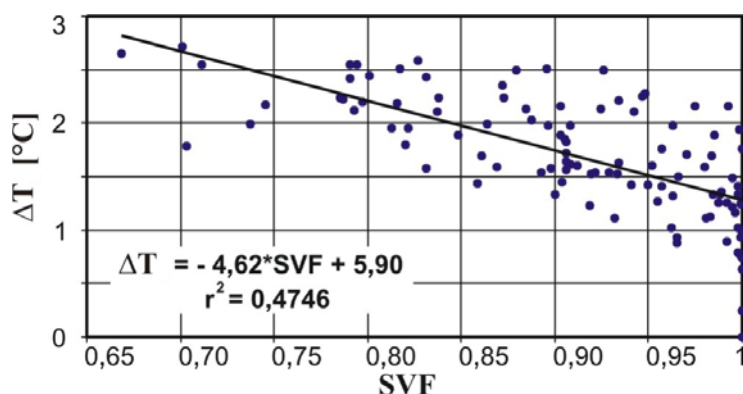
Az első, ezirányú szegedi vizsgálatok esetében az SVF közelítő értékeinek meghatározásához szükséges adatok a hőmérsékleti méréshez tartozó útvonalak mentén (lásd 3.2.1. fejezet) teodolittal elvégzett méréssorozatból származnak (Bottyán and Unger 2003, Unger 2004). Összesen 532 pontban történt mérés, majd az egyes cellákhoz az ott meghatározott SVF értékek átlagát (SVF_{teo}) rendeltük hozzá (lásd 3.4.2. fejezet). Így a 2002-2003-as adatgyűjtés során kapott hősziget-intenzitás értékek (ΔT) és az SVF esetében is a cellánkénti átlagokra vonatkozott a kapcsolatkeresés, ami jelen esetben = 107 elempárt jelentett.

A ΔT értékek átlaga most is a teljes egy évre és az évszakokra vonatkozik, megkülönböztetve a „lombtalan” (október-március) és „lombos” (március-október) periódusokat, amelyek gyakorlatilag megfelelnek a fűtési és a nem-fűtési időszakoknak. A megkülönböztetés azon alapult, hogy mivel az SVF_{teo} értékek számításához csak az épületek adatait használtuk, ezért feltehetően a kapott cellaátlagok a „lombtalan” periódusban jobban közelítik a valós körülményekre vonatkozó „igazi” SVF értékeket.

A 4.5.5. ábra és a 4.5.1. táblázat szerint lineáris kapcsolat mutatható ki az SVF_{teo} és a $\Delta T_{év}$ városon belüli változása között. Az SVF_{teo} változása 47%-ban magyarázza meg az éves hőmérsékleti többlet varianciáját ($R^2 = 0,475$). A korrelációs együttható értéke ($R = -0,689$) szoros negatív kapcsolatra utal 1%-os szignifikancia szinten ($n = 107$).

Ilyen elemszám mellett a regressziós egyenesekhez tartozó korrelációs együtthatók értékei erős kapcsolatot jeleznek az SVF és a szezonális időszakokra vonatkozó ΔT értékek között is (1%-os szignifikancia szinten) (4.5.1. táblázat). Noha a növényzet két eltérő állapotát tükröző időszakokra vonatkozó R értékek között nincs túl nagy eltérés, a várakozásunknak megfelelően a korreláció a téli félévben egy kicsivel erősebbnek bizonyult. A determinációs együtthatók

(R^2) szerint a „lombtalan” félévben az SVF városon belüli változása mintegy 4%-kal jobban megmagyarázza a ΔT városon belüli varianciáját, mint a „lombos” félévben.



4.5.5. ábra Az évi átlagos ΔT és az SVF_{teo} kapcsolata ($n = 107$)

4.5.1. táblázat A hősziget intenzitása (ΔT) és az analitikus módszerrel, valamint a kifejlesztett algoritmussal kétféle módon számolt égboltláthatóság (SVF) közötti kapcsolat a három vizsgált periódusban (R – korrelációs együttható, R^2 – determinációs együttható, n – elemszám)

SVF számítási mód	Időszak	Regressziós egyenlet	R	R^2	Szign. szint	n
teodolittal, útvonal mentén	év	$\Delta T_{\text{év}} = -4,62 \cdot SVF_{\text{teo}} + 5,90$	-0,689	0,475	1%	107
	„lombtalan” szezon	$\Delta T_{\text{lombtalan}} = -4,81 \cdot SVF_{\text{teo}} + 5,99$	-0,695	0,483	1%	
	„lombos” szezon	$\Delta T_{\text{lombos}} = -4,44 \cdot SVF_{\text{teo}} + 5,81$	-0,665	0,442	1%	
algoritmussal, útvonal mentén	év	$\Delta T_{\text{év}} = -4,67 \cdot SVF_{\text{utv}} + 6,02$	-0,677	0,459	1%	103
	„lombtalan” szezon	$\Delta T_{\text{lombtalan}} = -4,91 \cdot SVF_{\text{utv}} + 6,15$	-0,680	0,463	1%	
	„lombos” szezon	$\Delta T_{\text{lombos}} = -4,45 \cdot SVF_{\text{utv}} + 5,90$	-0,655	0,429	1%	
algoritmussal, területi ponthálózathálóból	év	$\Delta T_{\text{év}} = -4,37 \cdot SVF_{\text{ter}} + 5,63$	-0,792	0,627	1%	103
	„lombtalan” szezon	$\Delta T_{\text{lombtalan}} = -4,55 \cdot SVF_{\text{ter}} + 5,71$	-0,789	0,623	1%	
	„lombos” szezon	$\Delta T_{\text{lombos}} = -4,20 \cdot SVF_{\text{ter}} + 5,55$	-0,771	0,595	1%	

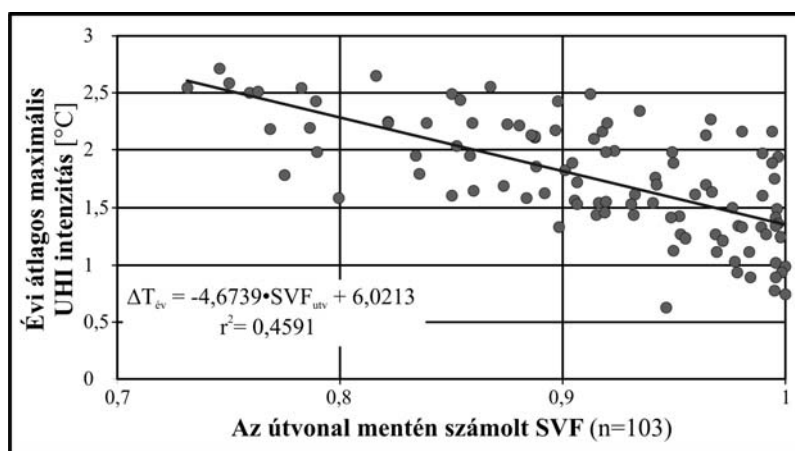
Az algoritmussal kétféle módon számított SVF és az UHI közötti kapcsolat elemzése

Második lépésként a két módszerrel számolt égboltláthatóság (SVF_{utv} , SVF_{ter}) és a ΔT közötti kapcsolatot elemezzük. A két módszerrel számolt, talajszintre vonatkozó SVF cellánkénti átlagait tekintjük független változóknak, és ezzel vetjük össze a függő változónak tekintett átlagos ΔT értékeket (éves – $\Delta T_{\text{év}}$, „lombos” vagy nem fűtési – ΔT_{lomb} , illetve „lombtalan” vagy fűtési – $\Delta T_{\text{lombtalan}}$). Természetesen a két módszerrel számolt cellánkénti SVF átlagok módszerenként mindhárom esetben ugyanazok, hiszen a felszíni elemek az egy éves mérési periódus során gyakorlatilag változatlanok tekinthetők. Az évszakos megkülönböztetés azon alapult, hogy mivel az SVF értékek számításához csak az épületek adatait használtuk, ezért feltehetően a kapott cellaátlagok a „lombtalan” periódusban jobban közelítik a valós körülményekre vonatkozó „igazi” SVF értékeket. Fontos kérdés, hogy melyik módszerrel kapott SVF értékek mutatnak szorosabb kapcsolatot a ΔT -vel.

A 103 cella adatainak felhasználása révén meghatároztuk a kétféle SVF és az éves és szezonális ΔT közötti sztochasztikus kapcsolat szorosságára vonatkozó lineáris regressziós egyenletek képleteit, illetve a determinációs együtthatók (R^2) értékeit. Természetesen a kapott összefüggések csak a vizsgált paraméterek értékhatárai között érvényesek és szorosságuk mértékének megállapítása függ az elempárok számától.

Az SVF_{utv} és a $\Delta T_{\text{év}}$ cellánkénti értékei közötti összefüggést a 4.5.6. ábra és a 4.5.1. táblázat mutatja, amelyek szerint e két paraméter közötti kapcsolat jellege fordított arányú, azaz az SVF értékének (az égbolt nyitottságának) növekedésével csökken a hőmérséklet értéke. A lineáris kapcsolat szorosságát a determinisztikus együttható magasnak mondható értéke ($R^2 =$

0,459) támasztja alá ($n = 103$, 1%-os szignifikancia szint) (Péczeley, 1979), tehát azon nullhipotézisünk, miszerint a két paraméter között nincs kapcsolat, egyértelműen elvethető. A kapott statisztikai mérőszámok alapján tehát az SVF_{utv} változása 45,9%-ban magyarázza meg a hőmérséklet városon belüli varianciáját.

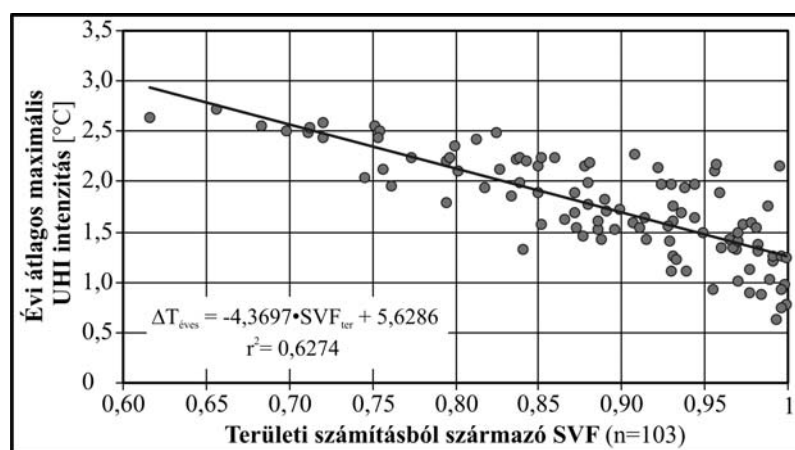


4.5.6. ábra Az évi átlagos ΔT és az SVF_{utv} kapcsolata

A lombos időszakra jellemző ΔT_{lomb} és az SVF_{utv} értékei között szintén szignifikáns a kapcsolat (4.5.1. táblázat). Az összefüggés jellege megegyezik az évi átlagnál tapasztaltakkal, azonban a determinációs együttható kisebb ($R^2 = 0,4288$).

A lombtalan időszakra jellemző $\Delta T_{\text{lombtalan}}$ és az SVF_{utv} kapcsolatát jellemző determinációs együttható értéke – ahogy is várható volt – némileg magasabb ($R^2 = 0,4629$) (4.5.1. táblázat). A függő változó magyarázatában tapasztalható néhány százalékos (3,41%) növekedés az SVF számítási algoritmusból adódnak, amely csak az épületeket veszi figyelembe.

A területi mérésből származó SVF_{ter} és a $\Delta T_{\text{év}}$ cellánkénti értékei közötti összefüggés jellegét tekintve megegyezik az $SVF_{utv} - \Delta T_{\text{év}}$ kapcsolattal, azonban statisztikai értelemben jóval szorosabb kapcsolat mutatható ki (4.5.7. ábra). A determinisztikus együttható értéke szintén szignifikáns azonban lényegesen magasabb ($R^2 = 0,6274$), azaz az SVF_{ter} változása 62,7%-ban magyarázza meg a hőmérséklet városon belüli varianciáját.



4.5.7. ábra Az évi átlagos ΔT és az SVF_{ter} kapcsolata

A lombos és lombtalan időszakokkal kapcsolatos törvényszerűségek a területi mérésből származó értékekkel számolva is érvényesek, azonban a determinisztikus együttható értéke mindkét esetben magasabb, azaz a sztohasztikus kapcsolat szorosabb. A lombos időszakra jellemző ΔT_{lomb} és az SVF_{ter} értékei közötti összefüggés jellege itt is megegyezik az évi átlagnál tapasztaltakkal, azonban a determinációs együttható kisebb ($R^2 = 0,5949$), de az útvonal men-

tén számolt SVF_{utv} -nál tapasztaltnál jóval magasabb (4.5.1. táblázat). A lombtalan időszakra jellemző $\Delta T_{lombtalan}$ és az SVF_{ter} kapcsolat esetében is jóval szorosabb statisztikai kapcsolatot fedezhetünk fel, mint az SVF_{utv} esetében ($R^2 = 0,6232$) (4.5.1. táblázat). A lombtalan és a lombos időszakban észlelt kapcsolat szorossága közötti különbség ebben az esetben 2,83%-nak adódik, ami valamivel kisebb mint a másik SVF számítás esetében.

A 4.5.1. táblázat alapján általánosan elmondható, hogy a ponthálózatban számolt égboltláthatóság (SVF_{ter}) esetében a mindkét útvonal menti megközelítéshez (SVF_{teo} , SVF_{utv}) képest lényeges (17-18%) javulás tapasztalható abban, hogy felszíngeometria sajátosságai hogyan magyarázzák a hőmérséklet városon belüli eloszlását, mindhárom időszakban.

Megvizsgálva a statisztikai jellemszámokat (4.5.1. táblázat), némi ellenmondást fedezhetünk fel, ugyanis az első közelítésben azt vártuk, hogy a nyári időszakban a fák lombzatával kiegészített épületek jelentősen csökkentik a felszínnek az égbolt irányába történő hosszuhullámú sugárzási veszteségét az éjszaka folyamán, ezzel a lehűlés mértékének csökkenését és a városi környezet melegebb voltát eredményezve. Ez a megközelítés alapján véve igaz is, azonban figyelembe kell vennünk, hogy a nappal folyamán a lombkorona miatt kisebb a szoláris energia bevitel, így kisebb lesz a felszíni hőtárolás mennyisége és ezzel csökken az éjszaka során kisugározható energia mennyisége és intenzitása is. A statisztikai vizsgálatok eredményei és ezen elgondolás alapján azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a városban a hősziget erősségére a fák égboltot korlátozó hatása elenyésző, illetve kiegyenlítődik a 24 óra folyamán. Ez a vegetáció viszonylag csekély hatására utal az SVF szezonális változásában.

Tehát az UHI és az SVF összefüggésére irányuló vizsgálatok során, a korábban teodolitos mérésekkel elvégzettekhez képest, a második lépés (algoritmus használata) eredményei hasonlóaknak adódtak, és ezen belül a ponthálózat esetében még szorosabb kapcsolatot sikerült kimutatni a két változó között. Ez nyilván annak tulajdonítható, hogy ekkor lényegesen nagyobb számú mérési ponttal dolgoztunk, ezért a kapott SVF értékek jobban reprezentálják a vizsgált városi cellák felszíngeometriáját.

Mint ahogyan a fejezet elején említettük, a korábbi vizsgálatok gyakran kevés számú elempáron alapultak, amelyek értékei mindig egy-egy adott pontra vonatkoztak, másrészt csak a város(ok) kisebb részterületeire korlátozódtak és néhány alkalommal elvégzett mérésekre támaszkodtak. Ezzel szemben vizsgálataink során nagy kiterjedésű városi területeket vettünk számításba, viszonylag nagy számú elempárt alkalmaztunk, melyeknek értékei sok alkalommal elvégzett méréseken alapultak. A megfelelő – nem túl nagy, nem túl kicsi – méretűre választott területekre (egy-egy cellára) vonatkozó átlagos égboltláthatóság és hősziget-intenzitás értékeiben tulajdonképpen összegződnek az adott területek felszíngeometriájának sajátosságai ill. mikroklimatikus folyamatainak termikus eredményei. Így e mérőszámok megfelelően reprezentálják a kiválasztott körzet vizsgált változóit.

4.6. Városi hősziget mező modellezése légi felszínhőmérsékleti mérések alapján

A 2.4. fejezetben már említettük, hogy a beépített területek által generált termikus változás szélesebb térben (levegő, felszín, felszín alatt) is értelmezhető, ezért a városi hősziget több fajtáját lehet definiálni. A város összetett anyagi és geometriai tulajdonságainak termikus hatása „felszínen” nem feltétlenül „szigetszerűen” jelenik meg, így ilyenkor inkább a *városi hőmérsékleti mező* vagy *mintázat* a helyesebb elnevezés. A továbbiakban a „klasszikus” (UCL) hősziget mellett a városi felszín hőmérsékleti mintázatára koncentrálnunk.

A városi felszínhőmérséklet meghatározása nehéz a város-légkör közötti határfelület igen összetett geometriája miatt. Mérése távérzékeléssel, indirekt módon történik, általában a felületekről kiinduló – a felületek hőmérsékletét visszatükröző – infravörös sugárzást érzékelő kamerákat használnak. Ezeket lehet kézben tartva vagy autón szállítva használni, de nagyobb kiterjedésű városi felszínek tanulmányozása során repülőgépre vagy műholdra szerelve alkalmazzák. Ekkor az a probléma merül fel, hogy a 3 dimenziós felszínen fellépő takarások miatt a kamera nem látja ezt a felszínt teljes egészében.

A házak között lévő levegő hőmérsékletére (T_a) a városi felszín számos összetevőjének (pl. utak, tetők, falak, lombkoronák) felszínhőmérséklete (T_s) hatással bír (Voogt and Oke 1998). Ezt az összetett hatást, az egyes tényezők szerepének súlyát igen nehéz meghatározni. Voogt and Oke (1997) ennek kapcsán bevezették a *teljes felszínhőmérséklet* fogalmát, amely nem közvetlenül mérhető, hanem az összes (vízszintes és függőleges) részfelületről származó sugárzás eredőjeként számítható ki, ill. becsülhető. Az ehhez szükséges felmérés részletessége és időigényessége miatt a módszer nagyobb területen nem alkalmazható.

Roth et al. (1989) felteszi a kérdést, hogy milyen kapcsolat lehet a távérzékeléssel kapott felszíni és a felszínközeli rétegben észlelt hőmérsékleti mezők között városi környezetben? Régóta megállapított tény, hogy az éjszaka mért T_s értékek esetében a városon belüli különbségek jóval kisebbek, mint nappal, amikor a besugárzás hatására a különböző anyagú felszínek igen szélsőséges termális reakciót mutatnak. Ezzel ellentétben, a T_a esetében a legmarkánsabb különbségek ekkor (az éjszakai órákban) jelentkeznek, míg nappal jóval kisebbek.

Mint ismeretes, a felszínközeli klímák (kedvező nagyskálájú időjárási helyzetek fennállása esetén) közvetlenül kapcsolódnak az aktív felszínhez, ezért az említett tapasztalati tények akár ellentmondásként is értelmezhetők. Roth et al. (1989) szerint ezt az ellentmondást a következők okozhatják: (i) a két paraméter közötti egyszerű, közvetlen kapcsolódás hiánya (erre utal Goldreich (1985) is), (ii) a távérzékelő szenzor nem a teljes aktív felszínt látja és (iii) a klimatikus jelenségek eltérő léptékének figyelmen kívül hagyása.

E néhány, példaként felhozott előzmény áttekintése során – a nagyobb geometriai felbontás miatt – a továbbiakban (egy kivétellel) csak a repülőgépről vagy helikopterről készített felszíni termoképekkel kapcsolatos korábbi vizsgálatok eredményeivel foglalkozunk. A lég-hőmérsékletek mobil vagy telepített állomások adataiból származnak, 1,5-2 m-es magasságból. Az adatgyűjtések mindkét paraméter esetében tiszta és nyugodt („ideális”) időjárási körülmények között, az esti-éjszakai órákban történtek. A kutatások főbb jellemzőit a 4.6.1. táblázat foglalja össze.

E témában a Goldreich (1985) által végzett vizsgálat az elsők közé tartozik. A mérések szerint mind a felszíni, mind pedig a levegőben mért hőszigeti mezőnek egy középpontja van és e középponttól 600 m-re egy erős hőmérsékleti ugrás (gradiens) tapasztalható.

Bärring et al. (1985) azt tapasztalták, hogy egy külvárosi utcában is előfordulhat relatíve magas felszínhőmérséklet, amennyiben az utca eléggé szűk. A léghőmérséklet viszont csökken a belvárostól távolodva. Szerintük ennek az lehet az oka, hogy az utca közepén mért T_a -ra egyrészt befolyással van az ottani T_s , melyet az adott utca geometriája szabályoz, másrészt a környező városi terület általános termális állapota, melyet a terület általános geometriája és más, hőszigetet generáló tényezők (légszennyezés, antropogén hőkibocsátás) határoznak meg.

Eliasson (1992) belvárosi területek utcáin és terein végzett összehasonlítást a két hőmérséklet között egy útvonal mentén. Míg a felszínen 5°C-os eltéréseket is tapasztalt, a levegő hőmérséklete kiegyenlített maradt, csak mindössze tized fokos különbségek jelentek meg. Később *Eliasson* (1996) felhívja a figyelmet arra, hogy sok tanulmány nem tesz világos különbséget a felszín- és léghőmérséklet között. Példaként említi, hogy a T_s -re irányuló modellek eredményeit gyakran észlelésekből származó T_a adatokkal hasonlítják össze, ill. próbálják validálni. Vizsgálata során a két paraméter több városi útvonal menti változásait hasonlította össze. Megállapította, hogy ezek nagyon különbözők, a felszín hőmérsékletét a közvetlen városi szerkezet (geometria) erőteljesen befolyásolja, míg a levegőét nem, ezért az előző jóval nagyobb ingadozásokat mutat, mint a másik.

4.6.1. táblázat A korábbi éjszakai felszín- és léghőmérséklet összehasonlításoknál felhasznált mérések paramétere

város	termokamera hordozóeszköze, repülési magasság	pixelméret	állomástípus	forrás
Johannesburg	repülőgép, 400 m	2,5 m ²	mobil	<i>Goldreich</i> (1985)
Malmö	repülőgép, n.a.	1 x 2 m	mobil	<i>Bärring et al.</i> (1985)
Göteborg	repülőgép, 600 m	2 x 2 m	telepített, mobil	<i>Eliasson</i> (1992)
Göteborg	kézben	n.a.	telepített, mobil	<i>Eliasson</i> (1996)
Tel Aviv	helikopter, 2000 m	2 x 2 m	mobil	<i>Ben-Dor and Saaroni</i> (1997)
Tel Aviv	helikopter, 2000 m	2 x 2 m	mobil	<i>Saaroni et al.</i> (2000)

Ben-Dor and Saaroni (1997) négy É-D-i útvonal mentén mért lég- és felszínhőmérsékleteket vetette össze külön-külön egy nagyvárosi területen. A T_s értékek kb. 40 pixel átlagaként adódtak, amelyek a T_a észlelési pontjainak környezetében voltak. Az egynemű felszíneken (aszfalt) ill. felett mért értékek között valamennyi esetben statisztikailag szignifikáns kapcsolat volt kimutatható. Az előbb említett négy útvonal mentén mért lég- és felszínhőmérsékletekből generált izotermatérképeket *Saaroni et al.* (2000). Eredményeik szerint a két hőmérsékleti mező hasonlóságot mutatott mind az értékek nagyságrendjét, mind pedig a területi eloszlásuk szerkezetét tekintve.

Az előző vizsgálatok eredményei kissé ellentmondásosak, látható, hogy városi környezetben a két paraméter közötti kapcsolatrendszer és annak működése nem egyértelműen kimutatható vagy kimutatható. Több, a T_s és T_a közötti kapcsolatot kereső tanulmány rávilágított a házak közötti légrétegben fellépő mikroadvekció szerepének fontosságára (pl. *Roth et al.* 1989), amely elősegíti a levegőelemek, s ezzel a termális tulajdonságok elkeveredését egy tágabb környezetben. Ezért a kapcsolat vizsgálatához egy nagyobb környezetet, a forrásterületet és annak termális sajátosságait kell figyelembe venni. Az itt lévő elemek fizikai sajátosságainak és a külső hatásokra adott válaszreakcióinak (felmelegedés-lehűlés, turbulens folyamatok generálása) összehatásaként alakul ki az adott levegőelem hőmérséklete. Kutatásunk arra irányul, hogy – két nyári este adatai alapján – e kapcsolatrendszerben a felszínközeli levegő hőmérsékletét kialakító forrás- vagy hatásterületet vizsgáljuk, feltételezve, hogy a terület megfelelő kiválasztásával a kétféle hőmérséklet között megállapítható lesz egy statisztikailag megalapozott kapcsolat. A feltárt kapcsolat segítségével mindkét napra előállítjuk a léghőmérsékleti mezőt egy nagyobb városi területre

4.6.1. A városi léghőmérsékletet meghatározó forrásterület lehatárolása

Oke (2004a, 2004b) szerint a forrásterület az adott mérési pont körüli néhány száz méteres nagyságú körzetben lévő felületekre terjed ki, amely körzet nyugodt, szélcsendes időjárási körülmények között kör alakúnak tekinthető. Városi környezetben egy 1,5 m magasan elhelyezett hőmérsékleti szenzor esetében ez a terület egy maximum 0,5 km sugarú kört jelent és nagysága a beépítés sűrűségétől is függ.

A forrásterületen belül az aktív felületek nemcsak vízszintes, hanem függőleges elhelyezkedésűek is (pl. falak). A T_a kialakításában természetesen a ponthoz közelebbi felületeknek a szerepe hangsúlyosabb a távolabban elhelyezkedőkéhez képest. Figyelembe kell venni azt is, hogy az 1,5 m-es magasság esetén a tetők szerepe feltehetően kisebb a talajszinten lévő felzínéhez (járdák, utak, parkolók, füves területek, stb.) képest. Esetünkben a hőképeken gyakorlatilag csak a vízszintes felületek hőmérsékletei jelennek meg (lásd 3.2.2. *fejezet*), ezért csak ezeket tudjuk számításba venni a T_s és T_a közötti kapcsolat keresése során.

Az É-D-i városi keresztmetszetünk mentén mért léghőmérsékletek (lásd 3.2.1. *fejezet*) forrásterületének nagyságára és az azon belüli pixelértékeknek a távolságon alapuló súlyozására többféle megközelítés történt. Ezek közül most csak azokat mutatom be, amelyek a kapcsolatkeresés során statisztikailag a legjobbnak bizonyultak és az előbbieken leírtakkal jól összehangba hozható.

A keresés lehatároltunk egy-egy r sugarú környezetet ($r = 100-500$ m) a mérési útvonal mentén minden olyan pont körül, amelyre az átlagolt T_a értékek vonatkoztak (lásd 3.2.1. *fejezet*). Az ezekben a körökben szereplő pixel T_s értékeit súlyozva vettük számításba, a legtávolabbiakat (r) 0,5-ös, a legközelebbit (0 m) 1-es, a köztes elhelyezkedésűeket pedig e két érték közötti arányos szorzóval. Így az adott pontra vonatkozó, r sugarú környezetet figyelembe vevő súlyozott (w) és átlagolt felszínhőmérsékleti értéket ($T_s(wr)$) az alábbi képlet adja:

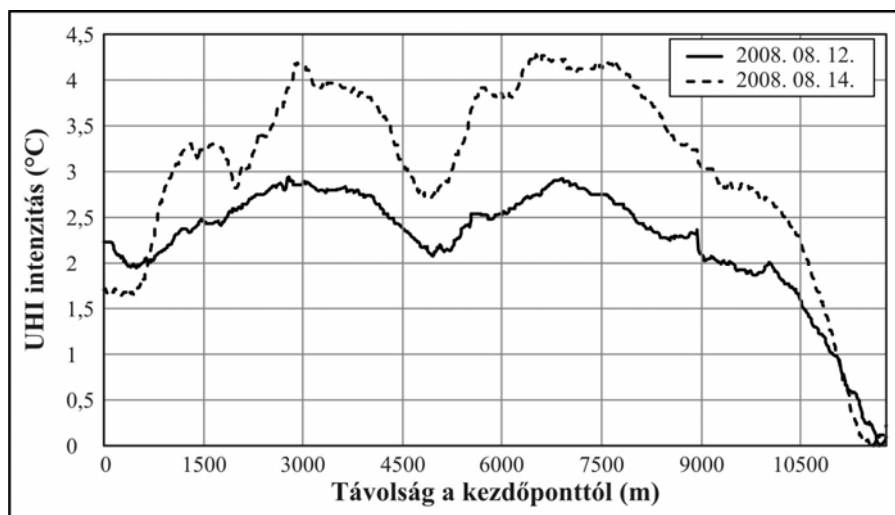
$$T_s(wr) = \sum_{i=1}^n \frac{T_{si} \cdot \left(1 - \frac{D_i}{2r}\right)}{1 - \frac{D_i}{2r}} \quad (4.6.1-1)$$

ahol T_{si} az i -edik pixel értéke, D_i az i -edik pixelnek az adott ponttól mért távolsága és az összegzés a körön belüli összes pixelre vonatkozik. Az egyes pontokra történő számítás automatizálására írtunk egy algoritmust az ArcView Avenue fejlesztő nyelven.

4.6.2. A mért és modellezett hőmérsékleti és UHI mező

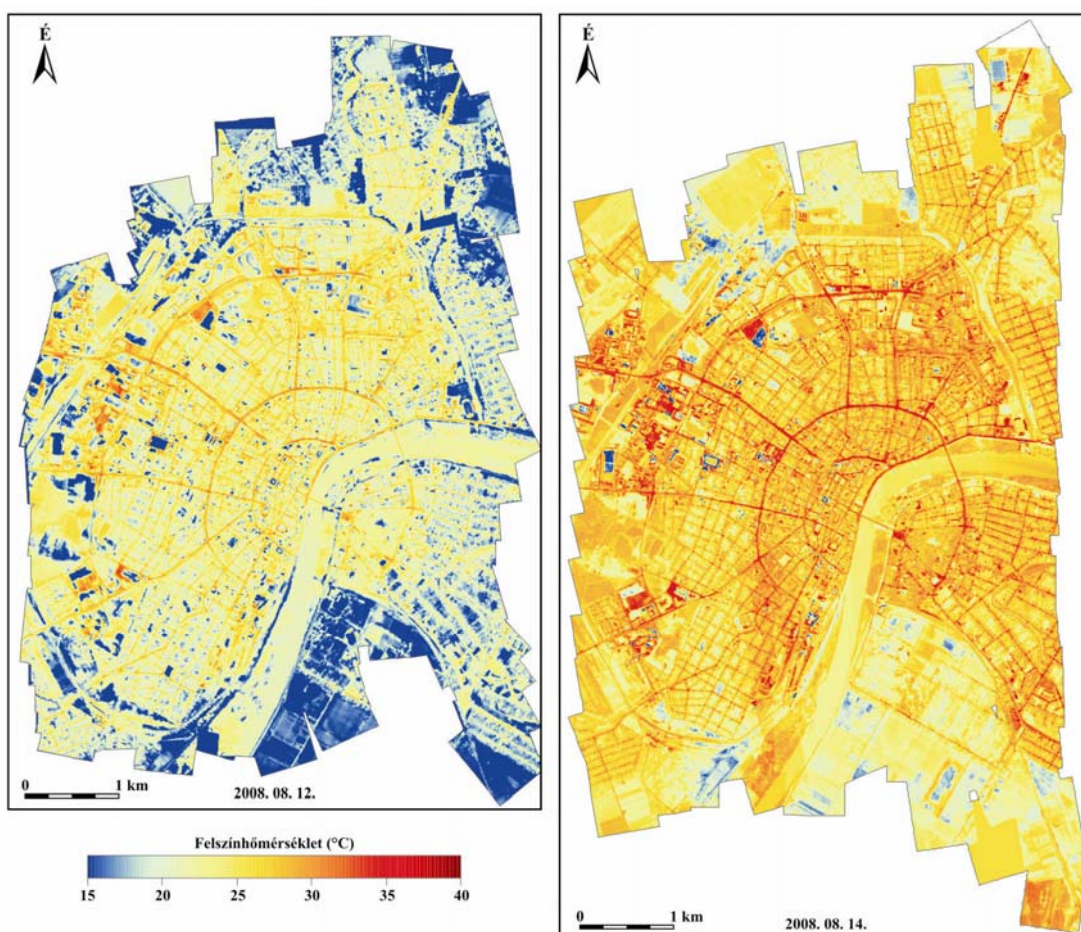
A városi hősziget intenzitásának keresztmetszet menti eloszlását a 4.6.1. *ábra* mutatja a két estén. A viszonyítási hely, amely a legalacsonyabb értékkel rendelkezik, még a városon belül majdnem a keresztmetszet D-i végénél (zöld területen, közel a Tiszához) található. Mivel „ideális” időjárási körülmények között a közepes szélességeken fekvő városokban a hősziget maximális erősségű kifejlődése a vidék és a város eltérő hűlési gradiensei következtében a naplemente utáni 3-5 óra körül jelentkezik (lásd 2.4.1. *fejezet*), ezért esetünkben (naplemente után 1 órával) az aznapi lehetséges maximális értékeknél valamelyest kisebbekre lehet számítani minden pontban.

Augusztus 12-én este az É-i kezdőpont környékén is meglehetősen magas ($\sim 2^\circ\text{C}$) értékek találhatók, amely a felmelegedett lakótelepi környezetnek tulajdonítható (4.6.1. *ábra*). Dél felé haladva, két, közel 3°C értékű maximum is jelentkezik: az első egy olyan területen, ahol nagy burkolt felületek találhatók (bevásárlóközpont, parkolók), a második pedig a sűrűn beépített belvárosban. Innentől kezdve az intenzitás gyakorlatilag folyamatosan csökken a keresztmetszet D-i végéig. 14-én este az intenzitás keresztmetszet menti változásának jellege hasonló volt az előzőhöz, azzal a különbséggel, hogy a maximumok meghaladták még a 4°C -ot is. Megjegyzendő, hogy mivel a mérési útvonal végig városi területen haladt, a kapott intenzitás értékek inkább a városon belüli hőmérséklet-ingadozást tükrözik, nem a városi hősziget igazi nagyságát. Ez is magyarázatul szolgál a kapott maximális értékek viszonylagosan mérsékelt voltára.



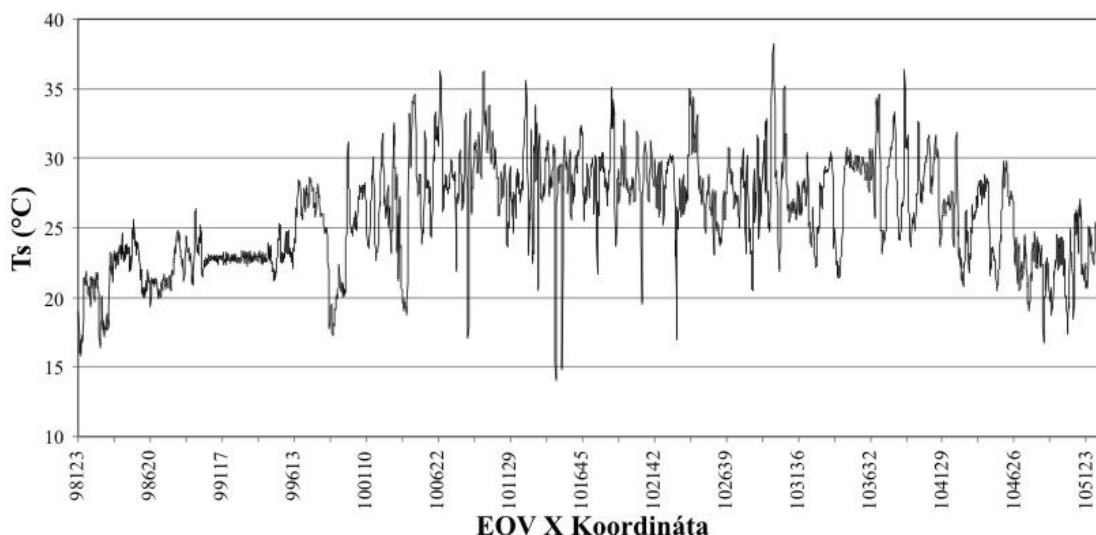
4.6.1. ábra. Az É-D-i városi hősziget-intenzitás keresztmetszet menti profilja 2008. aug. 12. és 14. 19.00 UTC-kor (kezdőpont az É-i végnél)

Az eredményül kapott mozaikolt és korrigált felszínhőmérsékleti mezők (lásd 3.2.2. *fejezet*) a 14-i este melegebb voltát mutatják (4.6.2. ábra), ami összhangban van azzal, hogy a vizsgált időszakban napról-napra egyre magasabb hőmérsékletet regisztráltak a műszerek (lásd 3.2.7. ábra). Míg 12-én este 15,1-28,3°C között, addig 14-én este 19,2-33,6°C között volt a hőmérsékleti értékek döntő többsége (átlag ± 2 x szórás), világosan kiadva a melegebb út- és parkolófelületek, valamint a hűvösebb (nem fás) zöldfelületek és a nagykiterjedésű lapos tetők alakját.



4.6.2. ábra A mozaikolt felszínhőmérsékleti mezők 2008. aug. 12. és 14. 19.00 UTC-kor

Érdekességképpen, a 4.6.3. ábra azt mutatja be, hogy a melegebb napon a T_s hogyan változik egy kiválasztott, a városközponton keresztül menő, É-D-i keresztmetszet mentén. Ha ezt összevetjük a 4.6.1. ábrával, akkor – amint várható is volt – megállapítható, hogy a T_a város-on belüli változásának tartománya lényegesen kisebb ($\sim 4,3^\circ\text{C}$), mint a T_s tartománya ($\sim 24^\circ\text{C}$). Az is látható, hogy a T_a változása sokkal fokozatosabb, jóval kisebbek benne az ugrások rövid távolságon belül, mint a T_s esetében.



4.6.3. ábra. A felszínhőmérséklet egy É-D-i keresztmetszet menti profilja 2008. aug. 14-én 19.00 UTC-kor az EOV Y 734801 koordináta mentén

A forrásterületről a 4.6.1. fejezetben leírtak szerint megnéztük, hogy milyen regressziós kapcsolat állítható fel a keresztmetszet menti T_a és a különböző sugarú környezetekben az (4.6.1-1) képlettel számolt $T_s(wr)$ értékek halmaza között (két mérés, $n = 1572$). A 4.6.2. táblázat szerint – noha ilyen magas elemszám mellett mindegyik méretű környezet esetében szignifikáns a kapcsolat még 0,1%-os szinten is – a sugár növelésével erősödik a kapcsolat szorossága a két paraméter között. Mivel statisztikailag a legjobb kapcsolat $r = 500$ m esetén adódott, így az itt kapott regressziós egyenletet használjuk fel a továbbiakban majd az eredmények kiterjesztésére, vagyis a tágabb városi terület T_a eloszlásának modellezésére a két es-tére külön-külön.

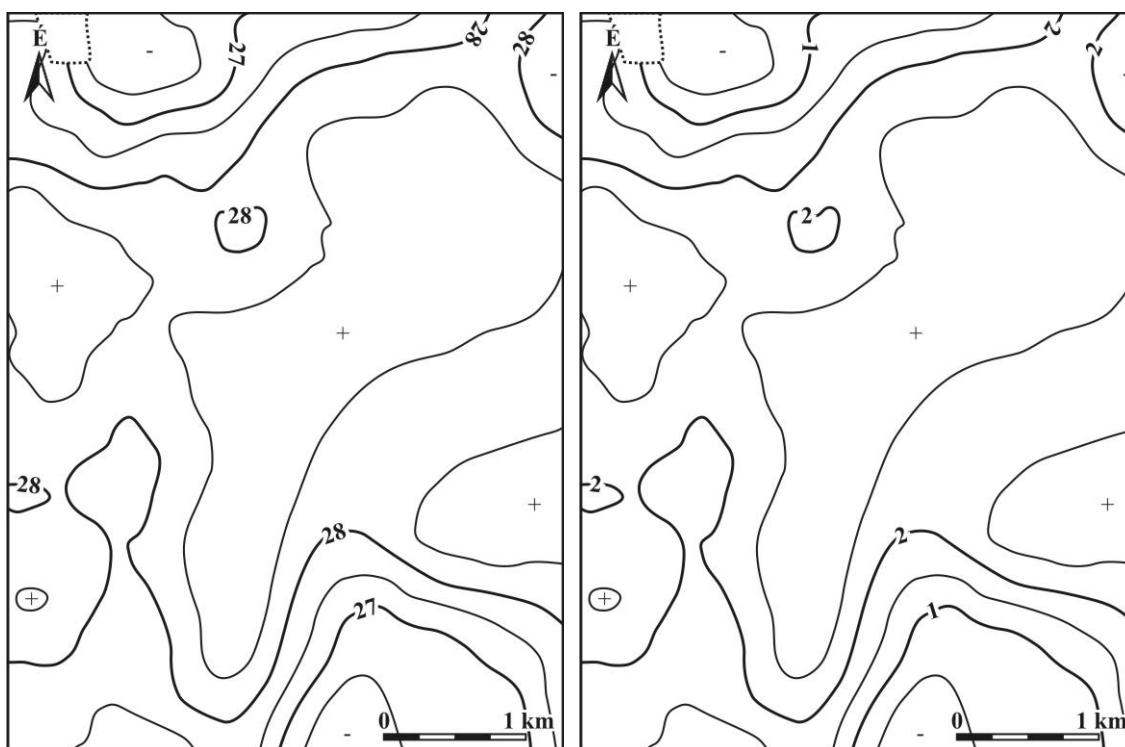
4.6.2. táblázat A keresztmetszet menti T_s és a T_a közötti kapcsolatok a különböző r sugarú környezetek figyelembe vételével és paramétereik (R^2 – determinációs együttható, R – korrelációs együttható) 2008. aug. 12 és 14-én ($n = 1572$)

r (m)	Regressziós egyenlet	R^2	R	szign. szint
100	$T_a = 0,373 \cdot T_s(w100) + 17,691$	0,574	0,757	$< 0,1\%$
200	$T_a = 0,406 \cdot T_s(w200) + 16,898$	0,611	0,781	$< 0,1\%$
300	$T_a = 0,426 \cdot T_s(w300) + 16,453$	0,642	0,801	$< 0,1\%$
400	$T_a = 0,436 \cdot T_s(w400) + 16,228$	0,663	0,814	$< 0,1\%$
500	$T_a = 0,447 \cdot T_s(w500) + 15,982$	0,685	0,828	$< 0,1\%$

Az eredmények kiterjesztése során a teljes felvételezett területre kapott felszínhőmérsékleteket, mint input adatokat felhasználva egy 100 m x 100 m-es rácshálózatra alapozva modelleztük a léghőmérsékleti mezőt a két estén. Mivel a $T_s(w500)$ értékek előállítására szükség van a rácshálózat pontjainak 500 m sugarú környezetében lévő pixel-értékekre, ezért a modellezhető terület ($\sim 21 \text{ km}^2$) kisebb az eredetileg felvételezett területnél (a 3.2.5. ábrán szaggatott vonallal lehatárolt rész). A sarkoknál tapasztalható hiány (pontozott vonallal lehatárolva a 4.6.4. és 4.6.5. ábrán) a légi felvételezés által nem lefedett területekből adódik.



4.6.4. ábra A modellezett léghőmérsékleti (23,66-27,08°C) és hősziget mező Szegeden (2008. aug. 12. 19.00 UTC) (a terület helyzetét a 3.2.5. ábra mutatja)



4.6.5. ábra A modellezett léghőmérsékleti (26,00-28,99°C) és hősziget mező Szegeden (2008. aug. 14. 19.00 UTC) (a terület helyzetét a 3.2.5. ábra mutatja)

Az augusztus 12-i modellezett városon belüli hőmérsékleti mezőről elmondható, hogy rajta igen jelentős nagyságú a 26,5°C-nál magasabb hőmérsékletű terület (4.6.4. ábra). Ez lefedi a városközpontot és kiterjed ÉNy felé, ahol ipari és raktárházhasználat jellemző. Az ÉK-i részen, ahol kiterjedtebb lakótelepek vannak, szintén magas hőmérsékletű a levegő.

Felismerhető az alacsonyabb beépítésű körzetek, a külső zöld területek és a Tisza környezetének hűvösebb volta is (ÉNy-on, DNy-on, DK-en). Összességében, a területen egy 3,4°C-ig terjedő különbség jelentkezik, ami nagyjából megegyezik a keresztmetszet mentén ezen az estén tapasztalt – városon belüli – hőmérsékleti ingadozással (4.6.1. ábra).

Az augusztus 14-i modellezett mezőre az előzőhöz képest valamelyest magasabb értékek a jellemzők. Mint az előbbi esetben, alapvetően itt is a központban, ÉNy-on és ÉK-en vannak a legmelegebb területek (>28,5°C), egy kis D-i kinyúlással bővülve (4.6.5. ábra). A hűvösebb területek is nagyjából ugyanott jelentkeznek. Összegezve, a területen egy 3°C-ig terjedő különbség jelentkezik, ami kissé alulmúlja a keresztmetszet mentén ezen az estén mért hőmérsékleti ingadozást (4.6.1. ábra).

Záró megjegyzésként meg kell említeni, hogy a feltárt kapcsolat egy összetett, de eseti mérésorozat adatain alapul. A későbbiekben több, hasonló körülményekkel jellemezhető napon megismételve az említett felvételezéseket, finomítani lehet az eredményeket és ezekre alapozva már az összetett városi felszín hőmérsékletének a léghőmérsékletre gyakorolt hatásmechanizmusának általánosítása felé is tehetünk lépéseket. A vizsgálat további, újabb irányát jelentheti, hogy az adatgyűjtést az év különböző időszakában is elvégezzük, lehetőséget adva ezzel a kapcsolat évszakos jellegzetességeinek feltárására és azok összehasonlítására.

5. Összegzés

Ebben a záró fejezetben az értekezésben bemutatott eredményeket foglalom össze röviden.

Az 1999. március – 2000. február közötti mobil hőmérsékleti mérések adatai alapján a következő eredmények adódtak:

- (1) A városi hősziget (UHI) városon belüli változásainak vizsgálata révén megállapítottam, hogy (Unger *et al.* 2000, 2001b, 2004):
 - I. A városi hősziget-intenzitás (ΔT) eloszlásának térbeli szerkezete szoros kapcsolatot mutat a beépítettségi értékekkel. Mintázatára a többé-kevésbé koncentrikus forma jellemző. Az ettől való eltérések jól magyarázhatók a beépítettség városon belüli változásával.
 - II. Az átlagos ΔT maximális értékeiben jelentős a különbség a fűtési és a nem-fűtési félévben ($2,12^{\circ}\text{C}$ és $3,18^{\circ}\text{C}$), ami elsősorban a két félév eltérő időjárási körülményeire vezethető vissza.
- (2) A városi hőmérsékleti keresztmetszeti vizsgálatok alapján kimutattam, hogy (Unger *et al.* 2001d, 2004):
 - III. A vizsgált területen a ΔT változó volt az év folyamán, a mérsékelt öv évszakosan eltérő időjárási viszonyainak megfelelően.
 - IV. Mind a négy évszakos (abszolút) profil rendkívül jól követi a ΔT tipikus általános keresztmetszetét.
 - V. A normalizált ΔT évszakos profiljainak alakja független a szezonális időjárási viszonyoktól és menetüket elsősorban a városi tényezők határozzák meg.
 - VI. Ezért finomítottam a városi hőmérsékleti változó (M) értékeit megadó elméleti modell-egyenletet egyszerű földrajzi környezetben elhelyezkedő települések esetében ($M = C + U$, ahol C a terület háttérklímájának hatása, U pedig tulajdonképpen a ΔT -vel egyenlő) úgy, hogy: $U = c \cdot u$ (azaz U az időjárási és városi tényezők szorzat formájában megadható együttes hatása), vagyis $M = C + c \cdot u$.
- (3) A hősziget területi eloszlásának többváltozós statisztikus modellezésére irányuló vizsgálataim során megállapítottam, hogy (Unger *et al.* 2000):
 - VII. A bevont 2D-s felszínparaméterek, így a beépítettség mértéke (B) és a központtól mért távolság (D) egyenként is erős lineáris kapcsolatot mutatnak az éves és évszakos (fűtési, nem fűtési szezon) átlagos ΔT -vel, viszont a vízfelület szerepe nem számottevő (pl. éves szinten $R^2 = 0,701$, $0,469$ ill. $0,002$).
 - VIII. A teljes egy évre, valamint a fűtési és nem-fűtési időszakokra meghatározott modell-egyenletek (pl. $\Delta T_{\text{év}} = 0,007 \cdot B - 0,466 \cdot D + 2,683$ ($R^2 = 0,769$)) nagy pontossággal írják le az intenzitás területi eloszlását. A cellánkénti átlagos abszolút eltérés minden időszakban kevesebb, mint $0,5^{\circ}\text{C}$.

A 2002. április – 2003. március közötti mobil hőmérsékleti mérések adatai alapján a következő eredmények adódtak:

- (4) A hősziget-intenzitás területi eloszlásának tipizálására irányuló vizsgálatok során rámutattam, hogy (Unger *et al.* 2010b):
 - IX. A normalizált ΔT alkalmazásával lehetőség kínálkozik az egymástól jelentősen eltérő abszolút intenzitású esetek területi szerkezetének összehasonlítására. Fontos kihangsúlyozni, hogy ebben a megközelítésben az átlagos területi szerkezet meghatározásakor minden egyes eset azonos súllyal vesz részt.

X. A 35 egyedi eset kereszt-korreláción alapuló klasszifikációja szerint az egyedi ΔT mintázatoknak Szegeden hat típusa különböztethető meg. Az egyes típusokra bemutatott példák alapján megállapítható, hogy a csoportok elkülönülése mögött nagyrészt meteorológiai okok (szélirány és -sebesség) húzódnak meg.

(5) A hősziget-intenzitás és az égboltláthatóság (SVF) területi eloszlásának kapcsolatára irányuló vizsgálatok alapján a következő eredményekre jutottam (Unger 2004, Unger 2009):

XI. Az SVF közelítésére egy olyan algoritmus kifejlesztésére került sor, amely egy városi 3D-s épület-adatbázison alapul. Ez az eljárás kiterjedt területre szolgáltat nagy sűrűséggel és a korábbi módszerekhez képest gyorsan SVF értékeket.

XII.a. Az analitikus módszerrel közelített és az algoritmussal kétféle módon számított SVF és a ΔT városon belüli változása között szignifikáns a kapcsolat, ezen belül az algoritmus területi számításával kapott SVF alkalmazásával jön létre lényegesen szorosabb kapcsolat. Ekkor a felszíngeometria sajátosságai 17-18%-kal jobban megmagyarázzák a hőmérséklet városon belüli eloszlását a másik két megközelítéshez képest.

XII.b. A ΔT változása a léghőmérséklet változékonyságának léptéke miatt kellő alapossággal nem magyarázható a hőmérsékletmérés útvonala mentén mért SVF értékek változásával, mivel ez utóbbinak a térbeli változékonysága jóval kisebb skálán jelentkezik. Így, ha az SVF-et a ΔT területi eloszlásának magyarázatára kívánjuk felhasználni, akkor ezt a teljes vizsgált területet lefedő ponthálózatból származó értékkel célszerű elvégezni. Ez alátámasztja az SVF és az UHI közötti kapcsolat vizsgálatokor alkalmazott megközelítésünk helyességét.

XIII. A korábbi, hasonló vizsgálatok kis területre vonatkoztak és nem megfelelő elemszámú adatsorokon alapultak. A kapott eredmények feloldják ezek ellentmondásait, ugyanis a megfelelően választott méretű területre vonatkozó átlagos SVF értékeiben tulajdonképpen összegződnek az adott terület geometriájának sajátosságai ugyanúgy, mint ahogy a ΔT is a különféle – a város területére jellemző mozaikos – mikroklimák sajátosságainak eredője. Vizsgálatom az első olyan, ahol egy város teljes területén került meghatározásra az SVF értéke. Csak egy ilyen méretű adatbázis felhasználásával lehet statisztikailag kellően megalapozott következtetéseket levonni.

XIV. Természetesen a bemutatott SVF számítási eljárás, akár pontokra, akár egy hálózatra nézzük, nemcsak városi környezetben alkalmazható. Egy adott tetszőleges terepen lévő hely vagy terület mikroklimatikus vizsgálatához nagyon hasznos lehet az egyes pontok sugárzási viszonyait jellemző égboltláthatósági érték kiszámítása, amennyiben a környező teretről és a rajta lévő növényzetről, épületekről rendelkezésre áll a megfelelő 3D-s vektoros adatbázis. Ez elérhető például a raszteres DDM megfelelő felbontású vektoros állománnyá történő átalakításával, kiegészítve pl. a felmért fák (és épületek) jellemző paramétereivel.

A légi és felszíni hordozású hagyományos (közvetlen) és távérzékelésen alapuló (közvetett) eszközökkel 2008. augusztus 12-én és 14-én történő hőmérsékleti adatgyűjtés alapján a következő eredmények adódtak:

(6) A városi felszínhőmérséklet (T_s) és léghőmérséklet (T_a) területi eloszlása közötti kapcsolat feltárására irányuló vizsgálatok során megállapítottam, hogy (Unger et al. 2010a):

XV. A T_a városon belüli változásának tartománya lényegesen kisebb, mint a T_s tartománya, valamint a T_a változása sokkal fokozatosabb, jóval kisebbek benne az ugrások rövid távolságon belül, mint a T_s esetében.

XVI. A T_a és T_s közötti kapcsolatkeresés során figyelembe vettem a léghőmérséklet adott helyen és adott időpontban kialakuló értékében szerepet játszó tágabb környezetet, az ún. forrásterületet. Legsoros kapcsolat az 500 m sugarú forrásterület esetében mutatkozik a két paraméter között, vagyis az ekkora környezetben (távolsággal súlyozva) figyelembe vett

felszínek hőmérséklete döntően befolyásolja az adott pontban lévő levegőelem hőmérsékletét.

XVII. A T_a és T_s közötti kapcsolatot leíró egyenletet felhasználva az eredmények kiterjesztésére, egy nagyobb városi területen modelleztem a léghőmérsékleti ill. ΔT mezőt a vizsgált két estén. Összességében, a területen egy kb. $2,5^\circ\text{C}$ -os erősségű hősziget jelentkezik, ami az egyik estén nagyjából megegyezik, míg a másik estén egy kissé alulmúlja a keresztmetszet mentén mért városon belüli hőmérsékleti ingadozást.

Irodalom

- Ali-Toudert F, Mayer H, 2007: Thermal comfort in an east-west oriented street canyon in Freiburg (Germany) under hot summer conditions. *Theor Appl Climatol* 87, 223-237
- Alonso MS, Labajo JL, Fidalgo MR, 2003: Characteristics of the urban heat island in the city of Salamanca, Spain. *Atmósfera* 16, 137-148
- Arnfield AJ, Grimmond CSB, 1998: An urban canyon energy budget model and its application to urban storage heat flux modeling. *Energy Build* 27, 61-68
- Bácsó N, 1958: *Budapest és környékének éghajlata. Budapest természeti képe*. Akadémiai Kiadó, Budapest. 353-418
- Balázs B, Unger J, Gál T, Sümegehy Z, Geiger J, Szegedi S, 2009: Simulation of the mean urban heat island using 2D surface parameters: empirical modeling, verification and extension. *Meteorol Appl* 16, 275-287
- Balchin WGV, Pye N, 1947: A micro-meteorological investigation of Bath and the surrounding district. *Quart J Roy Meteorol Soc* 73, 297-319
- Bán M, Gajzágó L, 1974: A cirkuláció sajátosságai Budapesten. *OMI Beszámolók 1971*, Budapest, 114-120
- Barlow JF, Belcher SE, 2002: A wind tunnel model for quantifying fluxes in the urban boundary layer. *Bound-Lay Meteorol* 104, 131-150
- Barry RG, Chorley RJ, 1982: *Atmosphere, weather and climate*. Methuen, London-New York, 302-319
- Bartholy J, Pongrácz R, Dezső Zs, 2003: Application of satellite information to urban climatology. *83rd American Meteorol Soc (AMS) Annual Meeting*, CD P1.10.
- Bartholy J, Pongrácz R, Dezső Zs, 2005: A hazai nagyvárosok hősziget hatásának elemzése finomfelbontású műholdképek alapján. "AGRO-21" Füzetek, *Klimaváltozás – Hatások – Válaszok* 44, 32-44
- Bartholy J, Pongrácz R, Lelovics E, Dezső Zs, 2009: Comparison of urban heat island effect using ground-based and satellite measurements. *Acta Climatol Chorol Univ Szegediensis* 42-43, 7-15
- Bärring L, Mattsson JO, Lindqvist S, 1985: Canyon geometry, street temperatures and urban heat island in Malmö, Sweden. *J Climatol* 5, 433-444
- Ben-Dor E, Saaroni H, 1997: Airborne video thermal radiometry as a tool for monitoring microscale structures of the urban heat island. *Int J Rem Sens* 18, 3039-3053
- Blankenstein S, Kuttler W, 2004: Impact of street geometry on downward longwave radiation and air temperature in an urban environment. *Meteorol Zeitschrift* 15, 373-379
- Bonacquisti V, Casale GR, Palmieri S, Siani AM, 2006: A canopy layer model and its application to Rome. *Sci Total Environ* 364, 1-13
- Boruzs T, Nagy T, 1999: *A város hatása a klímaelemekre*. JATE TTK szakdolgozat (kézirat), Szeged
- Bottyán Z, Unger J, 2003: A multiple linear statistical model for estimating the mean maximum urban heat island. *Theor Appl Climatol* 75, 233-243
- Bottyán Z, Balázs B, Gál T, Zboray Z, 2003: A statistical approach for estimating mean maximum urban heat excess. *Acta Climatol Univ Szegediensis* 36-37, 17-26
- Bottyán Z, Kircsi A, Szegedi S, Unger J, 2005: The relationship between built-up areas and the spatial development of the mean maximum urban heat island in Debrecen, Hungary. *Int J Climatol* 25, 405-418
- Bradley AV, Thornes JE, Chapman L, 2001: A method to assess the variation of urban canyon geometry from sky view factor transects. *Atmos Sci Lett* 2, 155-165
- Brown MJ, Grimmond CSB, Ratti C, 2001: Comparison of methodologies for computing SVF in urban environment. *Internal Report Los Alamos National Laboratory*, Los Alamos, NM, LA-UR-01-4107, 6 p
- Brown MJ, Grimmond CSB, 2001: Sky view factor measurements in downtown Salt Lake City – Data report for the DOE CBNP Experiment, October 2000. *Internal Report Los Alamos National Laboratory*, Los Alamos, NM, LA-UR-01-1424, 16 p
- Budyko MI, 1971: *Klimat i zszizny*. Gidrometeorologiceszkoje Izdatyelsztvo, Leningrad
- Busch P, Kuttler W, 1990: *Klimatologie*. Ferdinand Schöningh, Paderborn-München-Wien-Zürich
- Chandler TJ, 1962: Temperature and humidity traverses across London. *Weather* 17, 235-241
- Chandler TJ, Fox, 1974: *3000 years of urban growth*. New York
- Chapman L, Thornes JE, 2004: Real-time sky-view factor calculation and approximation. *J Atmos Oceanic Technol* 21, 730-741
- Chapman L, Thornes JE, Bradley AV, 2001: Rapid determination of canyon geometry parameters for use in surface radiation budgets. *Theor Appl Climatol* 69, 81-89
- Chapman L, Thornes JE, Bradley AV, 2002: Sky-view factor approximation using GPS receivers. *Int J Climatol* 22, 615-621
- Cheval S, Dumitrescu A, 2009: The July urban heat island of Bucharest as derived from MODIS images. *Theor Appl Climatol* 96, 145-153
- Chmielewski F-M, 2005: Biometeorologie. In Hupfer P, Kuttler W (eds): *Witterung und Klima*. Teubner, Stuttgart-Leipzig-Wiesbaden, 459-513

- Chow SD, Zheng J, Wu L, 1994: Solar radiation and surface temperature in Shanghai City and their relation to urban heat island intensity. *Atmos Environ* 28, 2119-2127
- Conrads LA, van der Hage JCH, 1971: A new method of air-temperature measurement in urban climatological studies. *Atmos Environ* 5, 629-635
- Davies M, Steadman P, Oreszczyn T, 2008: Strategies for the modification of the urban climate and the consequent impact on building energy use. *Energy Policy* 36, 4548-4551
- Dezső Zs, Bartholy J, Pongrácz R, 2005: Satellite-based analysis of the urban heat island effect. *Időjárás* 109, 217-232
- Dezső Zs, Bartholy J, Pongrácz R, 2006: Urban heat island analysis using MODIS measurements for Central European large cities. *Preprints 6th Int Conf on Urban Climate*, Göteborg, Sweden, 806-809
- Dousset B, Gourmelon F, 2003: Satellite multi-sensor data analysis of urban surface temperatures and landcover. *ISPRS J Photogramm Rem Sens* 58, 43-54
- Duckworth FS, Sandberg JS, 1954: The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients. *Bull Am Meteorol Soc* 35, 198-207
- Eliasson I, 1992: Infrared thermography and urban temperature patterns. *Int J Rem Sens* 13, 869-879
- Eliasson I, 1996: Urban nocturnal temperatures, street geometry and land use. *Atmos Environ* 30, 379-392
- Eliasson I, Upmanis H, 2000: Nocturnal airflow from urban parks-implications for city ventilation. *Theor Appl Climatol* 66, 95-107
- Eliasson I, Svensson MK, 2003: Spatial air temperature variations and urban land use – a statistical approach. *Meteorol Appl* 10, 135-149
- Ezekiel M, Fox KA, 1970: *Korreláció- és regresszió-analízis*. Közgazdasági és Jogi Könyvkiadó, Budapest
- Fezer F, 1995: *Das Klima der Städte*. Justus Perthes Verlag, Gotha
- F. Iványi Zs, 1980a: A városi hősziget-cirkuláció numerikus modellezése I. *Időjárás* 84, 93-102
- F. Iványi Zs, 1980b: A városi hősziget-cirkuláció numerikus modellezése II. *Időjárás* 84, 205-217
- Fukui E, 1970: The recent rise of temperature in Japan. *Jpn Progr Climatol* 46-65
- Gajzágó L, 1967: A budapesti talajszél vizsgálatának előzetes eredményei. *OMI Beszámolók 1966, Bp*, 438-443
- Gál T, Unger J, 2008: A lehetséges ventilációs folyosók feltérképezése érdességi paraméterek alapján egy városi területen. *Légkör* 53(3), 2-8
- Gál T, Unger J, 2009: Detection of ventilation paths using high-resolution roughness parameter mapping in a large urban area. *Build Environ* 44, 198-206
- Gál T, Lindberg F, Unger J, 2009: Computing continuous sky view factor using 3D urban raster and vector data bases: comparison and application to urban climate. *Theor Appl Climatol* 95, 111-123
- Gallo KP, Owen TW, 1999: Satellite-based adjustments for the urban heat island temperature bias. *J Appl Meteorol* 38, 806-813
- Giridharan R, Lau SSY, Ganesan S, Givoni B, 2007: Urban design factors influencing heat island intensity in high-rise high-density environments of Hong Kong. *Build Environ* 42, 3669-3684
- Goldreich Y, 1985: The structure of the ground heat island in a central business district. *J Clim Appl Meteorol* 24, 1237-1244
- Goldreich Y, 1992: Urban climate studies in Johannesburg, a sub-tropical city located on a ridge – A review. *Atmos Environ* 26B, 407-420
- Grimmond CSB, 1992: The suburban energy balance: methodological considerations and results for a mid-latitude west coast city under winter and spring conditions. *Int J Climatol* 12, 418-497
- Grimmond CSB, 2006: Progress in measuring and observing the urban atmosphere. *Theor Appl Climatol* 84, 3-22
- Grimmond CSB, Oke TR, 1991: An evapotranspiration-interception model for urban areas. *Water Resources Res* 27, 1739-1755
- Grimmond CSB, Cleugh HA, Oke TR, 1991: An objective urban heat storage model and its comparison with other schemes. *Atmos Environ* 25B, 311-326
- Grimmond CSB, Potter SK, Zutter HN, Souch C, 2001: Rapid methods to estimate sky-view factors applied to urban areas. *Int J Climatol* 21, 903-913
- Gulyás Á, Lakatos L, Sümegehy Z, Gál T, 2003a: Spatial distribution of the phenological phases and urban heat island in the cases of two Hungarian cities. In Klysik K, Oke TR, Fortuniak K, Grimmond CSB, Wibig J (eds): *Proceed Fifth Int Conf on Urban Climate, Vol. 2*, Lodz, Poland, 39-42
- Gulyás Á, Unger J, Matzarakis A, 2003b: Analysis of the thermophysiological significant conditions within a medium-sized city with continental climate (Szeged, Hungary). In Klysik K, Oke TR, Fortuniak K, Grimmond CSB, Wibig J (eds): *Proceed Fifth Int Conf on Urban Climate, Vol. 2*, Lodz, Poland, 43-46
- Gulyás Á, Unger J, Balázs B, Matzarakis A, 2003c: Analysis of the bioclimatic conditions within different surface structures in a medium-sized city (Szeged, Hungary). *Acta Climatol Univ Szegediensis* 36-37, 37-44
- Gulyás Á, 2005: Differences in human comfort conditions within a complex urban environment: A case study. *Acta Climatol Univ Szegediensis* 38-39, 71-84
- Gulyás Á, Unger J, Matzarakis A, 2006: Assessment of the microclimatic and human comfort conditions in a complex urban environment: modelling and measurements. *Build Environ* 41, 1713-1722

- Hart MA, Sailor DJ, 2009: Quantifying the influence of land-use and surface characteristics on spatial variability in the urban heat island. *Theor Appl Climatol* 95, 397-406
- Holmer B, 1992: A simple operative method for determination of sky view factors in complex urban canyons from fisheye photographs. *Meteorol Zeitschrift* 1, 236-239
- Howard L, 1833: *The climate of London deduced from meteorological observations made in the metropolis and at a various places around it*. 3rd edition, Harvey & Darton, London
- Ihara T, Kikegawa Y, Asahi K, Genchi Y, Kondo H, 2008: Changes in year-round air temperature and annual energy consumption in office building areas by urban heat-island countermeasures and energy-saving measures. *Appl Energy* 85, 12-25
- Jantos L, 1967: *Szeged bel- és külterületének hőmérsékleti viszonyai*. JATE doktori értekezés (kézirat), Szeged
- Jauregui E, 1973: The urban climate of Mexico City. *Erdkunde* 27, 298-307
- Jauregui E, 1986: The urban climate of Mexico City. *Proceed WMO Tech Conf on Urban Climatology*, WMO No. 652, 63-86
- Jendritzky G, Nübler W, 1981: A model analysing the urban thermal environment in physiologically significant terms. *Arch Meteorol Geophys Bioclim SerB* 29, 313-326
- Johnson DB, 1985: Urban modification of diurnal temperature cycles in Birmingham. *J Climatol* 5, 221-225
- Johnson GT, Watson JD, 1984: The determination of view-factors in urban canyons. *J Climate Appl Meteorol* 23, 329-335
- Justyák J, Tar K, 1994: *Debrecen éghajlata*. KLTE, Debrecen.
- Kadygrov EN, Koldaev AV, Miller EA, Sokolov VV, Khaikin MN, 2007: Study of urban heat island inhomogeneity in Nizhni Novgorod on the basis of mobile atmospheric temperature profiler. *Russ Meteorology and Hydrology* 32, 110-118
- Kanda M, 2006: Progress in the scale modeling of urban climate. *Theor Appl Climatol* 84, 23-33
- Kántor N, Unger J, Gulyás Á, 2007: Human bioclimatological evaluation with objective and subjective approaches on the thermal conditions of a square in the centre of Szeged. *Acta Climatol Univ Szegediensis* 40-41, 89-100
- Kántor N, Égerházi L, Gulyás Á, Unger J, 2009: Attendance of a green area in Szeged according to the thermal comfort conditions. *Acta Climatol Chorol Univ Szegediensis* 42-43, 57-66
- Károssy Cs, Gyarmati Z, 1980: Városi hősziget kialakulása Szeged légterében. *JGYTF Tud Közl*, 111-120
- Kim Y-H, Baik, J-J, 2002: Maximum urban heat island intensity in Seoul. *J Appl Meteorol* 41, 651-659
- Kircsi A, Szegedi S, 2003a: Temperature profiles in Debrecen, Hungary. In Klysik K, Oke TR, Fortuniak K, Grimmond CSB, Wibig J (eds): *Proceed Fifth Int Conf on Urban Climate, Vol. 1*, Lodz, Poland, 79-82
- Kircsi A, Szegedi S, 2003b: The development of the urban heat island studied on temperature profiles in Debrecen. *Acta Climatol Univ Szegediensis* 36-37, 63-69
- Klysik K, Fortuniak K, 1999: Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland. *Atmos Environ* 33, 3885-3895
- Kolokotroni M, Giridharan R, 2008: Urban heat island intensity in London: An investigation of the impact of physical characteristics on changes in outdoor temperature during summer. *Sol Energy* 82, 986-998
- 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, 383-392
- Kolokotroni M, Zhang Y, Watkins R, 2007: The London Heat Island and building cooling design. *Sol Energy* 81, 102-110
- Kratzer PA, 1956: *Das Stadtklima*. F. Vieweg und Sohn, Braunschweig, 184 p
- Kristóf G, Bányai T, Rácz N, 2006a: Development of computational model for urban heat island convection using general purpose CFD solver. *Preprints 6th Int Conf on Urban Climate*, Göteborg, Sweden, 822-825
- Kristóf G, Rácz N, Bányai T, Gál T, Unger J, Weidinger T, 2006b: A városi hősziget által generált konvekció modellezése általános célú áramlástan szoftverrel – példaként egy szegedi alkalmazással. 3. *Magyar Földrajzi Konferencia*, Budapest, CD
- Kristóf G, Rácz N, Balogh M, 2009: Adaptation of pressure based CFD solvers for mesoscale atmospheric problems. *Bound-Lay Meteorol* 131, 85-103
- Kurländer I, 1879: Budapest meteorológiai viszonyai. In Gerlőczy Gy, Dulácska G (eds): *Budapest és környéke természetrajzi, orvosi és közművelődési leírása*.
- Kuttler W, 1998: Stadtklima. In Sukopp H, Wittig R (Hrsg): *Stadtökologie*. Gustav Fisher Verlag, Stuttgart-Jena-Lübeck-Ulm, 125-167
- Kuttler W, 2006: Stadtklima. In Hupfer P, Kuttler W (Hrsg): *Witterung und Klima*. 12. Auflage. Teubner, Stuttgart-Leipzig-Wiesbaden, 371-432
- Kuttler W, Barlag A-B, Roßmann F, 1996: Study of the thermal structure of a town in a narrow valley. *Atmos Environ* 30, 365-378
- Lajos T, Szepesi Zs, Goricsán I, Rékert T, Suda J, Balczó M, 2003: Wind tunnel measurement and numerical simulation of dispersion of pollutants in urban environment. *Proceed Conf on Modelling Fluid Flow*, Budapest, 507-514

- Lakatos L, Gulyás Á, 2003: Connection between phenological phases and urban heat island in Debrecen and Szeged, Hungary. *Acta Climatol Univ Szegediensis* 36-37, 79-83
- Landsberg HE, 1981: *The urban climate*. Academic Press, New York, 275 p
- Landsberg HE, Maisel TE, 1972: Micrometeorological observation in an area of urban growth. *Bound-Lay Meteorol* 2, 365-370
- László E, 2009: A városi hősziget területi szerkezetének szezonális előrejelző empirikus modellje. In Szabó V, Fazekas I (szerk): *Települési környezet. II. Települési Környezet Konferencia*, Debrecen, 161-166
- Lin T-Z, 2009: Thermal perception, adaptation and attendance in a public square in hot and humid regions. *Build Environ* 44, 2017-2026
- Lindberg F, 2006: Modelling the urban microclimate using local governmental 3-d raw data. *Preprints 6th Int Conf on Urban Climate*, Göteborg, Sweden, 408-411
- Lindberg F, 2007: Modelling the urban climate using a local governmental geo-database. *Meteorol Appl* 14, 263-273
- Lindberg F, Eliasson I, Holmer B, 2003: Urban geometry and temperature variations. In Klysik K, Oke TR, Fortuniak K, Grimmond CSB, Wibig J (eds): *Proceed Fifth Int Conf on Urban Climate, Vol. 1*, University of Lodz, Lodz, Poland, 205-208
- Long N, Mestayer PG, Kergomard C, 2003: Urban database analysis for mapping morphology and aerodynamic parameters: the case of St Jerome sub-urban area, in Marseille during ESCOMPTE. In Klysik K, Oke TR, Fortuniak K, Grimmond CSB, Wibig J (eds): *Proceed Fifth Int Conf on Urban Climate, Vol. 2*. University of Lodz, Lodz, Poland, 389-392.
- Lowry WP, 1977: Empirical estimation of urban effects on climate: A problem analysis. *J Appl Meteorol* 16, 129-135
- Makra L, Juhász M, Béczi R, Borsos E, 2004a: The history and impacts of airborne Ambrosia (Asteraceae) pollen in Hungary. *Grana* 44, 57-64
- Makra L, Juhász M, Borsos E, Béczi R, 2004b: Meteorological variables connected with airborne ragweed pollen in Southern Hungary. *Int J Biometeorol* 49, 37-47
- Masson V, 2000: A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Bound-Lay Meteorol* 94, 357-397
- Matzarakis A, 2001: *Die termische Komponente der Stadtklimas*. Berichte des Meteorologischen Institut der Universität Freiburg 6, 248 p
- Matzarakis A, Mayer H, Iziomon M, 1999: Applications of a universal thermal index: physiological equivalent temperature. *Int J Biometeorol* 43, 76-84
- Mayer H, Makra L, Kalberlah F, Ahrens D, Reuter U, 2004: Air stress and air quality indices. *Meteorol Zeitschrift* 13, 395-403
- Meyn SK, Oke TR, 2009: Heat fluxes through roofs and their relevance to estimates of urban heat storage. *Energy Build* 41, 745-752
- Mézes F, 1995: Kultúrák – városszerkezetek. *HVG*, 1995. szeptember 16., 72-73
- Mikami T, Ando H, Morishima W, Izumi T, Shioda T, 2003: Investigation of urban heat islands in Tokyo metropolis based on the ground monitoring system. In de Dear RJ, Kalma JD, Oke TR, Auliciems A (eds): *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millennium. Selected papers from the Conf ICB-ICUC'99*. WMO/TD No. 1026. 491-495
- Miklósi Cs, 1981: A városi hősziget vizsgálata Budapesten. *Légekör* 26/3, 21-22
- Mills G, 2008: Luke Howard and The Climate of London. *Weather* 63, 153-157
- Mitchell JM, 1961: The temperature of cities. *Weatherwise* 14, 224-229
- Molnár J, Kakas M, Marguca V, 2006a: A települési hősziget-intenzitás Kárpátalja alföldi részén. 3. *Magyar Földrajzi Konf*, Budapest, CD
- Molnár J, Kakas M, Marguca V, 2006b: A beregszászi hősziget intenzitásának és térbeli szerkezetének vizsgálata. In Kiss A, Mezősi G, Sümegehy Z (szerk): *Táj, környezet és társadalom. Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére*. SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged, 509-518
- Molnár K, 1998: Analysis of urban temperature difference (in the case of Budapest). *Proceed 2nd European Conf on Appl Climatol*, Vienna, Austria, CD
- Montavez JP, Rodriguez A, Jimenez JJ, 2000: A study of urban heat island of Granada. *Int J Climatol* 20, 899-911
- Moreno-Garcia MC, 1994: Intensity and form of the urban heat island in Barcelona. *Int J Climatol* 14, 705-710
- Morris CJG, Simmonds I, Plummer N, 2001: Quantification of the influences of wind and cloud on the nocturnal urban heat island of a large city. *J Appl Meteorol* 40, 169-182
- Nakamura Y, Oke TR, 1988: Wind, temperature and stability conditions in an east-west oriented urban canyon. *Atmos Environ* 22, 2691-2700
- Neumann J, 1979: Air pollution in Ancient Rome. *Bull Am Meteorol Soc* 60, 1097
- Nichol JE, 1996: High-resolution surface temperature patterns related to urban morphology in a tropical city: a satellite based study. *J Appl Meteorol* 35, 135-146

- Nichol J, Wong MS, 2005: Modeling urban environmental quality in a tropical city. *Landscape Urban Plan* 73, 49-58
- Nikopoulou M, Lykoudis S, 2007: Use of outdoor spaces and microclimate in a Mediterranean urban area. *Build Environ* 42, 3691-3707
- Nkemdirim LC, 1978: Variability of temperature fields in Calgary, Alberta. *Atmos Environ* 12, 809-822
- Nkemdirim LC, 1980: A test of lapse rate/wind speed model for estimating heat island magnitude in an urban airshed. *J Appl Meteorol* 19, 748-756
- Noto K, 1996: Dependence of heat island phenomena on stable stratification and heat quantity in a calm environment. *Atmos Environ* 30, 475-485
- Offerle B, Grimmond CSB, Oke TR, 2003: Parameterization of net all-wave radiation for urban areas. *J Appl Meteorol* 42, 1157-1173
- Oke TR, 1973: City size and the urban heat island. *Atmos Environ* 7, 769-779
- Oke TR, 1974: Review of urban climatology 1968-1973. *WMO Tech. Note No. 134*
- Oke TR, 1976: The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands. *Atmosphere* 14, 268-277
- Oke TR, 1979: Review of urban climatology 1973-1976. *WMO Tech. Note No. 169*
- Oke TR, 1981: Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: comparison of scale model and field observations. *J Climatol* 1, 237-254
- Oke TR, 1982: The energetic basis of the urban heat island. *Q J Roy Meteorol Soc* 108, 1-24
- Oke TR, 1987: *Boundary layer climates*. 2nd edition. Routledge, London-New York.
- Oke TR, 1988a: The urban energy balance. *Progr Phys Geogr* 12, 471-508
- Oke TR, 1988b: Street design and urban canopy layer climate. *Energy Build* 11, 103-113
- Oke TR, 1989: The micrometeorology of the urban forest. *Phil Trans Roy Soc London B* 324, 335-349
- Oke TR, 1997: Urban climates and global environmental change. In: Thompson RD, Perry A (eds): *Applied Climatology*. Routledge, London-New York, 273-287
- Oke TR, 1999: személyes közlés.
- Oke TR, 2004a: Siting and exposure of meteorological instruments at urban sites. *27th NATO/CCMS Int Tech Meeting on Air Pollution Modelling and Application*, Kluwer, Banff, Canada, 13 p
- Oke TR, 2004b: Initial guidance to obtain representative meteorological observation sites. *WMO/TD No. 1250*, 51 p
- Oke TR, Hannell FG, 1970: The form of the urban heat island in Hamilton, Canada. In *Urban climates*. *WMO Tech. Note* 108, 113-126
- Oke TR, Maxwell GB, 1975: Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver. *Atmos Environ* 9, 191-200
- Park H-S, 1986: Features of the heat island in Seoul and its surrounding cities. *Atmos Environ* 20, 1859-1866
- Park H-S, 1987: Variations in the urban heat island intensity affected by geographical environments. *Environmental Research Center Papers* 11, The University of Tsukuba, Ibaraki, Japan, 79 p
- Pelle L, 1983: Városklíma mérések Szegeden. *Légkör* 28/1, 10-12
- Peppler A, 1929: Die temperaturverhältnisse von Karlsruhe an heißen Sommertagen. *Deutsches Meteorol Jahrbuch Baden* 61, 59-60
- Péczely Gy, 1962: A nagyváros által keltett helyi szélrendszer Budapesten. *Időjárás* 66, 364-370
- Péczely Gy, 1979: *Éghajlattan*. Tankönyvkiadó, Budapest, 336 p
- Péczely Gy, 1984: *A Föld éghajlata*. Tankönyvkiadó, Budapest, 598 p
- Pongrácz R, Bartholy J, Dezső Zs, 2006a: Remotely sensed thermal information applied to urban climate analysis. *Advances Space Res* 37, 2191-2196
- Pongrácz R, Bartholy J, Dezső Zs, 2006b: A városi hősziget hatás elemzése közép-európai nagyvárosokra műholdas mérések alapján. 3. *Magyar Földrajzi Konferencia*, Budapest, CD
- Prinz Gy, 1913: *Budapest földrajza*. Magyar Földrajzi Intézet, Budapest
- Probáld F, 1967: Untersuchung der Stadtwirkung auf die Temperaturverhältnisse von Budapest. *Ann Univ Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominat, Sectio Geographica* 2-3, 89-94
- Probáld F, 1971: The energy balance as the basis of the urban climate of Budapest. *Ann Univ Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominat, Sectio Geographica* 7, 51-68
- Probáld F, 1974: *Budapest városklímája*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 127 p
- Probáld F, 1976: The role of green areas in planning the atmospheric environment of cities. *Ann Univ Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominat, Sectio Geographica* 12, 141-159
- Probáld F, 1980: A felszínközeli áramlási mező típusai Budapesten. *Földrajzi Értesítő* 29, 171-192
- Probáld F, 1981: A városi levegőkörnyezet humánkomfortjának tervezése. In Szepesi D (szerk): *A levegőkörnyezet tervezése*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 155-197
- Ratti C, Di Sabatino S, Britter R, 2006: Urban texture analysis with image processing techniques: winds and dispersion. *Theor Appl Climatol* 84, 77-90
- Réthy A, 1947: *Budapest éghajlata*. Rheuma- és Fürdőkutató Intézet, Budapest, 147 p
- Ripley EA, Archibold OW, Bretell DL, 1996: Temporal and spatial temperature patterns in Saskatoon. *Weather* 51, 398-405

- Robaa SM, 2006: A study of solar radiation climate at Cairo urban area, Egypt and its environs. *Int J Climatol* 26, 1913-1928
- Roncz B, 1985: Városklíma mérések Egerben. *Légekör* 30/3, 31-33
- Roth M, Oke TR, Emery WJ, 1989: Satellite-derived urban heat islands from three coastal cities and the utilization of such data in urban climatology. *Int J Rem Sens* 10, 1699-1720
- Roulet Y-A, 2003: Modelling of urban effects over the city of Basel (Switzerland) as a part of the BUBBLE project. In Klysik K, Oke TR, Fortuniak K, Grimmond CSB, Wibig J (eds): *Proceed Fifth Int Conf on Urban Climate*, Vol. 1, Lodz, Poland, 369-372
- Saaroni H, Ben-Dor E, Bitan A, Potchter O, 2000: Spatial distribution and microscale characteristics of the urban heat island in Tel-Aviv, Israel. *Landscape Urban Plan* 48, 1-18
- Sang J, Liu H, Liu H, Zhang Z, 2000: Observational and numerical studies on wintertime urban boundary layer. *J Wind Eng Ind Aerodyn* 87, 243-258
- Santos IG, Lima HG, Assis ES, 2003: A comprehensive approach of the sky view factor and building mass in an urban area of city of Belo Horizonte, Brazil. In Klysik K, Oke TR, Fortuniak K, Grimmond CSB, Wibig J (eds): *Proceed Fifth Int Conf on Urban Climate*, Vol. 2, Lodz, Poland, 367-370
- Sándor V, 1999: Budapest légszennyezettségének meteorológiai vonatkozásai. I. *Városklímatológiai munkaértekezlet, Éghajlati és Agrometeorológiai Tanulmányok* 6, OMSz, 31-43
- Sándor V, Baranka Gy, 1993: Nagyvárosi légszennyezettség – Budapesti helyzetkép. *Légekör* 38/4, 6-10
- Santamouris M, Papanikolaou N, Livada I, Koronakis I, Georgakis C, Argiriou A, Assimakopoulos D, 2001: On the impact of urban climate on the energy consumption of buildings. *Solar Energy* 70, 201-216
- Schmidt W, 1930: Kleinklimatische Aufnahmen durch Temperaturfahrten. *Meteorol Zeitschrift* 47, 92-106
- Simpson JR, McPherson EG, 1998: Simulation of tree shade impacts on residential energy use for space conditioning in Sacramento. *Atmos Environ* 32, 69-74
- Souza LCL, Rodrigues DS, Mendes JFG, 2003: The 3DSkyView extension: an urban geometry access tool in a geographical information system. In Klysik K, Oke TR, Fortuniak K, Grimmond CSB, Wibig J (eds): *Proceed Fifth Int Conf on Urban Climate*, Vol. 2, Lodz, Poland, 413-416
- Souza LCL, Pedrotti FS, Leme FT, 2004: Urban geometry and electric energy consumption in a tropical city. *Proceed 5th Conf on Urban Environment, AMS Meeting*, Vancouver, CD 4.10
- Spagnolo J, de Dear R, 2003: A field study of thermal comfort in outdoor and semi-outdoor environments in subtropical Sydney Australia. *Building Environ* 38, 721-738
- Stathopoulou M, Cartalis C, 2007: Daytime urban heat islands from Landsat ETM+ and Corine land cover data: An application to major cities in Greece. *Sol Energy* 81, 358-368
- Steinecke K, 1999: Urban climatological studies in the Reykjavik subarctic environment Iceland. *Atmos Environ* 33, 4157-4162
- Stewart ID, 2006: Representations of "urban" and "rural" space in UHI literature. *IAUC Newsletter* 19, 14-17
- Stewart ID, 2007: Landscape representation and the urban-rural dichotomy in empirical urban heat island literature, 1950-2006. *Acta Climatol et Chorol Univ Szegediensis* 40-41, 111-121
- Stewart ID, Oke TR, 2006: Methodological concerns surrounding the classification of urban and rural climate stations to define urban heat island magnitude. *Preprints 6th Int Conf on Urban Climate*, Göteborg, Sweden, 431-434
- Stewart ID, Oke TR, 2009: A new classification system for urban climate sites. *Bull Am Meteorol Soc* 90, 922-923
- Steyn DG, 1980: The calculation of view factors from fisheye-lens photographs. *Atmosphere-Ocean* 18, 254-258
- Stummer G, 1939: Klimatische Untersuchungen in Frankfurt am Main und seinen Vororten. *Ber Meteorol Geophys Inst, Univ Frankfurt* 5
- Sun CY, Brazel AJ, Choe WTL, Hedquist BC, Prashad L, 2009: Desert heat island study in winter by mobile transect and remote sensing techniques. *Theor Appl Climatol* 98, 323-335
- Sundborg A, 1950: Local climatological studies of the temperature conditions in an urban area. *Tellus* 2, 222-232
- Sundborg A, 1951: Climatological studies in Uppsala with special regard to the temperature conditions in the urban area. *Geographica (Geogr Inst, Univ Uppsala)* 22, 1-111
- Sümeğhy Z, Unger J, 2003a: Seasonal case studies on the urban temperature cross-section. *Acta Climatol Univ Szegediensis* 36-37, 101-109
- Sümeğhy Z, Unger J, 2003b: A települések hőmérséklet-módosító hatása – a szegedi hősziget-kutatások tükrében. *Földrajzi Közlemények* 127 (51)/1-4, 23-44
- Sümeğhy Z, Unger J, Gál T, 2009: *Térképészet*. JATEPress – Szegedi Egyetemi Kiadó, Szeged, 182 p
- Svensson M, 2004: Sky view factor analysis – implications for urban air temperature differences. *Meteorol Appl* 11, 201-211
- Synnefa A, Santamouris M, Akbari H, 2007: Estimating the effect of using cool coatings on energy loads and thermal comfort in residential buildings in various climatic conditions. *Energy Build* 39, 1167-1174
- Szegedi S, 2005: Települési hősziget-mérések jellegzetes méretű alföldi településeken. *Debreceni Földrajzi Disputa (Disputatio Geographica Debrecina)*, 157-180

- Szegedi S, 2006: Heat islands in small and medium-sized towns in Hungary. *Preprints 6th Int Conf on Urban Climate*, Göteborg, Sweden, 439-442
- Szegedi S, Kircsi A, 2003a: The development of the urban heat island under various weather conditions in Debrecen, Hungary. In Klysis K, Oke TR, Fortuniak K, Grimmond CSB, Wibig J (eds): *Proceed Fifth Int Conf on Urban Climate, Vol. 1*, Lodz, Poland, 139-142
- Szegedi S, Kircsi A, 2003b: Effects of the synoptic conditions in the development of the urban heat island in Debrecen, Hungary. *Acta Climatol Univ Szegediensis* 36-37, 111-120
- Szegedi S, Gyarmati R, 2009: Impacts of urban green spaces on the spatial structure of the urban heat island in Debrecen and different sized settlements in its neighbourhood. *Acta Climatol Chorol Univ Szegediensis* 42-43, 151-158
- Takahashi K, Yoshida H, Tanaka Y, Aotake N, Wang F, 2004: Measurement of thermal environment in Kyoto city and its prediction by CFD simulation. *Energy Build* 36, 771-779
- UN 1993: *World Urbanization Prospects. The 1992 Revisions*. United Nations.
- Unger J, 1992a: The seasonal system of urban temperature surplus in Szeged, Hungary. *Acta Climatol Univ Szegediensis* 24-26, 49-57
- Unger J, 1992b: Diurnal and annual variation of the urban temperature surplus in Szeged, Hungary. *Időjárás* 96, 235-244
- Unger J, 1993: The urban influence on the diurnal and annual patterns of absolute humidity in Szeged, Hungary. *Acta Climatol Univ Szegediensis* 27, 33-39
- Unger J, 1995: Szeged városklímájának bioklimatológiai értékelése. *Légekör* 40/3, 29-33
- Unger J, 1996a: Heat island intensity with different meteorological conditions in a medium-sized town: Szeged, Hungary. *Theor Appl Climatol* 54, 147-151
- Unger J, 1996b: A városi hősziget és a szél kapcsolata Szeged példáján. *Légekör* 41/4, 21-23
- Unger J, 1997a: Városklímátológia – Szeged városklímája. *Acta Climatol Univ Szegediensis* 31/B (Urban climate special issue), 69 p
- Unger J, 1997b: A városi hősziget hatása a fűtési energiaigényre Szegeden. *Légekör* 42/2, 18-19
- Unger J, 1998: Urban influence on human comfort (on the example of Szeged). *Acta Univ Lodziensis, Folia Geographica Physica* 3, 539-546
- Unger J, 1999a: Urban-rural air humidity differences in Szeged, Hungary. *Int J Climatol* 19, 1509-1515
- Unger J, 1999b: Comparisons of urban and rural bioclimatological conditions in the case of a Central-European city. *Int J Biometeorol* 43, 139-144
- Unger J, 2004: Intra-urban relationship between surface geometry and urban heat island: review and new approach. *Climate Res* 27, 253-264
- Unger J, 2006: Modelling of the annual mean maximum urban heat island with the application of 2 and 3D surface parameters. *Climate Res* 30, 215-226
- Unger J, 2009: Connection between urban heat island and sky view factor approximated by a software tool on a 3D urban database. *Int J Environment and Pollution* 36, 59-80
- Unger J, Ondok J, 1995: Some features of urban influence on temperature extremities. *Acta Climatol Univ Szegediensis* 28-29, 63-76
- Unger J, Sümeghy Z, 2001: A városi hőmérsékleti többlet: keresztmetszet menti vizsgálatok Szegeden. *Légekör* 46/4, 19-25
- Unger J, Pál V, Sümeghy Z, Kádár E, Kovács L, 1999: A maximális kifejlődésű városi hősziget területi kiterjedése tavasszal Szegeden. *Légekör* 44/3, 34-37
- Unger J, Bottyán Z, Sümeghy Z, Gulyás Á, 2000: Urban heat island development affected by urban surface factors. *Időjárás* 104, 253-268
- Unger J, Bottyán Z, Gulyás Á, Kevei-Bárányi I, 2001a: Urban temperature excess as a function of urban parameters in Szeged, Part 2: Statistical model equations. *Acta Climatol Univ Szegediensis* 34-35, 15-21
- Unger J, Sümeghy Z, Gulyás Á, Bottyán Z, Mucsi L, 2001b: Land-use and meteorological aspects of the urban heat island. *Meteorol Appl* 8, 189-194
- Unger J, Sümeghy Z, Mucsi L, Pál V, Kádár E, Kevei-Bárányi I, 2001c: Urban temperature excess as a function of urban parameters in Szeged, Part 1: Seasonal patterns. *Acta Climatol Univ Szegediensis* 34-35, 5-14
- Unger J, Sümeghy Z, Zoboki J, 2001d: Temperature cross-section features in an urban area. *Atmos Res* 58, 117-127
- Unger J, Bottyán Z, Sümeghy Z, Gulyás Á, 2004: Connection between urban heat island and surface parameters: measurements and modeling. *Időjárás* 108, 173-194
- Unger J, Gulyás Á, Matzarakis A, 2005: Eltérő belvárosi mikroklímák hatása a humán bioklimatikus komfortérzetre. *Légekör* 50/1, 9-14
- Unger J, Gál T, Rakonczai J, Mucsi L, Szatmári J, Tobak Z, van Leeuwen B, Fiala K, 2009: Air temperature versus surface temperature in urban environment. *The 7th Int Conf on Urban Climate*, Yokohama, Japan, CD
- Unger J, Gál T, Rakonczai J, Mucsi L, Szatmári J, Tobak Z, van Leeuwen B, Fiala K, 2010a: Modeling of the urban heat island pattern based on the relationship between surface and air temperatures. *Időjárás* 114 (in press)

- Unger J, Sümegehy Z, Szegedi S, Kiss A, Géczi R, 2010b: Seasonal patterns of the urban heat island and generalisation of the individual cases. *Physics and Chemistry of the Earth* 30 (in press)
- Upmanis H, 1999: The influence of sky view factor and land-use on city temperatures. In Upmanis H, 1999: Influence of parks on local climate. Earth Sciences Centre, Göteborg University A 43: paper 3
- Upmanis H, Chen DL, 1999: Influence of geographical factors and meteorological variables on nocturnal urban-park temperature differences - a case study of summer 1995 in Goteborg, Sweden. *Climate Res* 13, 125-139
- Upmanis H, Eliasson I, Lindquist S, 1998: The influence of green areas on nocturnal temperatures in a high latitude city (Göteborg, Sweden). *Int J Climatol* 18, 681-700
- von Storch H, Zwiers FW, 2003: Statistical analysis in climate research. Cambridge University Press, Cambridge, 484 p
- Voogt JA, Oke TR, 1991: Validation of an urban canyon radiation model for nocturnal long-wave radiative fluxes. *Bound Lay Meteorol* 54, 347-361
- Voogt JA, Oke TR, 1997: Complete urban surface temperatures. *J Appl Meteorol* 36, 1117-1132
- Voogt JA, Oke TR, 1998: Radiometric temperatures of urban canyon walls obtained from vehicle traverses. *Theor Appl Climatol* 60, 199-217
- Voogt JA, Oke TR, 2003: Thermal remote sensing of urban climates. *Rem Sens Environ* 86, 370-384
- Watson ID, Johnson GT, 1987: Graphical estimation of sky view-factors in urban environments. *J Climatol* 7, 193-197
- Weng QH, 2009: Thermal infrared remote sensing for urban climate and environmental studies: Methods, applications, and trends. *ISPRS J Photogrammetry Remote Sens* 64, 335-344
- Xu W, Wooster MJ, Grimmond CSB, 2008: Modelling of urban sensible heat flux at multiple spatial scales: A demonstration using airborne hyperspectral imagery of Shanghai and a temperature-emissivity separation approach. *Rem Sens Environ* 112, 3493-3510
- Yamashita S, Sekine K, Shoda M, Yamashita K, Hara Y, 1986: On the relationships between heat island and sky view factor in the cities of Tama River Basin, Japan. *Atmos Environ* 20, 681-686
- Yoshino MM, 1975: *Climate in a small area, an introduction to local climate*. University of Tokyo Press.
- Zsiga A, 1983: A városmorfológiai típusok és a városi hőmérséklet összefüggései Szegeden. *JGYTFK Tud Közl*, 95-102
- Zsiga A, 1988: Szeged beépítettségének városklimatológiai vonatkozásai. *JGYTFK Tud Közl*, 79-97
- www.citypopulation.de/
- www.esri.com

Köszönetnyilvánítás

A két évtizedes kutatási tevékenységem során elért (részben a dolgozatban bemutatott) eredményeimhez számos munkatársam közreműködése járult hozzá. Külön köszönöm közvetlen kollégáimnak, Dr. Sümeghy Zoltánnak, Gál Tamásnak és Dr. Gulyás Ágnesnek a témában az elmúlt években nyújtott kreatív munkájukat. Köszönöm továbbá Dr. Keveiné Ferencnének a bizalmat és a támogatást, Dr. Bottyán Zsoltnak, Dr. Koppány Györgynek a szakmai, Csikász Lajosnak pedig a gyakorlati segítséget. Utólagos köszönet illeti Dr. Péczely Györgyöt, aki igen sokat tett a szegedi városklíma kutatás elindításáért.

Akiknek még köszönettel tartozom, mert valamilyen módon szakmai kapcsolatba kerülünk, együtt dolgoztunk: Dr. Balázs Bernadett, Balog Kitti, Bányai Tamás, Dr. Bartholy Judit, Benkő Dániel, Barna Gyöngyi, Baros Zoltán, Berta András, Boruzs Tamás, Csáki Attila, Cseke Kornél, Dr. Dezső Zsuzsa, Dr. Dobi Ildikó, Dormány Gábor, Égerházi Lilla, Fogarasi Sándor, Fegyveres Mária, Fiala Károly, Dr. Géczi Róbert, Dr. Geiger János, Kádár Enéh, Kántor Noémi, Dr. Kircsi Andrea, Kisfűrjesi Dénes, Kiss Andrea, Kovács László, Kovács Péter, Dr. Kristóf Gergely, Dr. Wilhelm Kuttler, Ladányi Zsuzsa, Dr. Lajos Tamás, Dr. Fredrik Lindberg, Dr. Makra László, Dr. Andreas Matzarakis, Dr. Helmut Mayer, Dr. Mika János, Dr. Mucsi László, Nagy Tamás, Ondok Judit, Ország János, Dr. Pál Viktor, Dr. Pongrácz Rita, Purnhauser Pál, Rácz Norbert, Dr. Tim Oke, Dr. Rakonczai János, Robotka Ernő, Marcin Rzepa, Sárkány Orsolya, Sódar István, Szalóki Róbert, Dr. Szalai Sándor, Dr. Szatmári József, Dr. Szegedi Sándor, Szőke Emília, Szudár Béla, Tanács Eszter, Dr. Tar Károly, Tárnok Barbara, Dr. Sofia Thorsson, Tobak Zsolt, Unger Tímea, Boudewijn van Leeuwen, Dr. Weidinger Tamás, Zboray Zoltán és Zoboki Judit.

Köszönöm azon projektek anyagi támogatását, amelyeknek a keretében a bemutatott vizsgálatok folytak, nevezetesen az OTKA (T/023042, T/034161, K-67626), az FKFP (0001/2000) és az OM Széchenyi István Ösztöndíj (84/2002) nyújtotta lehetőségeket.