

**Bottyán Zsolt**

Zrínyi Miklós Nemzetvédelmi Egyetem

[bottyán.zsolt@zmne.hu](mailto:bottyán.zsolt@zmne.hu)

### **A VÁROSI HŐSZIGET, MINT A TELEPÜLÉSEK LOKÁLIS KLÍMÁJÁNAK MARKÁNS SAJÁTOSSÁGA**

#### *Absztrakt*

*Az elmúlt században rendkívül felgyorsult a városban lakók számának növekedése és ezzel együtt a városok mérete is nőtt. A települések jelentősen módosítják a belső környezetüket, melynek eredményeképpen kialakul az ún. városi klíma. Ennek a lokális változásnak legjellemzőbb megnyilvánulása a városok felett kialakuló hőmérsékleti többlet vagy városi hősziget (UHI).*

*A városklíma megjelenése miatt jelentősen módosulnak egyes meteorológiai elemek, különösen igaz ez a szélre, relatív nedvességre, hőmérsékletre stb. A városi hősziget kialakulásában jelentős szerepe van a felszín érdességének (geometriájának), anyagi minőségének, fizikai tulajdonságainak, az antropogén hőtermelésnek valamint a városi légkör szennyeződésének. Ugyanakkor erős kifejlődéséhez az anticiklonális hatás a kedvező: csapadékmentes, felhőzet nélküli időjárási helyzet, gyenge légáramlással.*

*In the last century the growth of cities' size and population were very fast. The settlements modify their inner environments to determine a specific urban (local) climate. The most important modifying effect of urban climate is the large amount of thermal excess over the cities so called Urban Heat Island.*

*Due to the development of urban climate some meteorological elements are changed very well, for example: wind, relative humidity, temperature etc. The roughness (geometry) and substantial-physical attributes of the urban surface and anthropogenic heat production are an important role to form urban climate. On the other hand to develop the strong urban heat island needs to be a calm, anticyclonic weather situation without any clouds and precipitation as well.*

**Kulcsszavak:** városklíma, városi hősziget, városi felszín, városi légkör, városi energia-egyenleg ~ urban climate, urban heat island, urban surface geometry, urban atmosphere, urban energy balance

## BEVEZETÉS

A múlt században világszerte rendkívüli mértékben felgyorsult a népesség városokba való áramlása, melynek eredményeként mára, a városban élő emberek száma jóval meghaladja a kisebb településeken lakók számát. Különösen igaz ez a világ fejlett területeire, így Európára, Észak-Amerikára és Ausztráliára.

A kialakult különböző méretű városok jelentősen módosítják a településen belüli környezetet, amely visszahat az ott élő emberekre és magára a környezetre is. Ennek a komplex környezetmódosító hatásnak talán a legfontosabb eleme a települések területén kialakuló **városi klíma**. A városklíma több sajátos vonással rendelkezik, melyek alapján jól elkülöníthető, elhatárolható a környezetében kialakuló éghajlattól. A legjellemzőbb vonása, a városok felett kialakuló hőmérsékleti többlet megjelenése, amely az ún. **városi hősziget** (urban heat island, UHI) formájában ölt testet. Ez a hatás már kisebb települések esetén is kimutatható, a nagy városoknál, pedig igen jelentős mértékűvé válik (*Bottyán, 2008*).

Az urbanizációs folyamat gyorsulása azt eredményezi, hogy egyre több embert érint közvetlenül a városok okozta időjárási és éghajlati módosulás, így a városklíma kutatásoknak a jövőben is fontos szerepe lesz elsősorban a városi hőmérsékleti mező alakulásának becslésében. Ennek nyilvánvalóan nemcsak humán és bioklimatológiai oldala van (pl. hőstressz, komfortérzet, orvosteorológiai problémák, hőmérséklettel kapcsolatos, kémiai reakciók által generált szennyeződések stb.), hanem gazdasági vetülete is. Gondoljunk csak arra, hogy télen a magasabb hőmérsékletek miatt kevesebb energia is elegendő a lakások fűtéséhez, nyáron viszont a környezeténél jóval melegebb városi területek légkondicionálása fogyaszt egyre több energiát. Másfelől, a városi építmények tervezésekor is célszerű figyelembe venni az épületek klímamódosító hatásait illetve megfelelő parkosítással és tagolással csökkenthetőek a hőtöbbletből származó káros hatások. Éppen ezért elsődlegesen fontos a települések hőmérsékleti eloszlásának minél pontosabb becslése, sőt előrejelzése is (*Bottyán, 2008*).

### 1. A VÁROSIASODÁS (URBANIZÁCIÓ) FOLYAMATA ÉS RÖVID TÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉSE

A XVII-XVIII. századtól Európában és Ázsiában, majd Észak-Amerikában egyre nagyobb méretű és lélekszámú, valamint speciális geometriájú települések alakultak ki (*Unger, 1997*). Jelenleg a városi népesség növekedési üteme a harmadik világban a legintenzívebb (*Becsei, 2001*), amely alapvetően a rendkívül gyors szaporulat következménye, pl.: Mexikóváros, Sao Paulo, Lagos stb. (*Unger és Sümegehy, 2002*).

Az urbanizációval együtt jár a beépített területek kiterjedésének növekedése is. Különböző korokban eltérő városszerkezeti formák alakultak ki, melyek visszatükrözik az adott időszakra jellemző hagyományokat, formákat és azt az életmódot, ahogyan akkoriban éltek az emberek.

Az urbanizáció fontos mutatója, hogy a különböző korokban mennyi a városi lakosság aránya. 1800-ban a Föld teljes lakosságának mindössze 2,4 %-a, 1900-ban 13,6 %-a volt városlakó. A *1. táblázatból* világosan látszik, hogy a múlt század közepétől felgyorsult az urbanizációs folyamat és 1950-ben bolygónk teljes populációjának 29,2%-a, 1985-ben 41 %-a, és 2000-ben 46,6 %-a élt városokban. Hazánkban ez az arány jelenleg több mint 2/3.

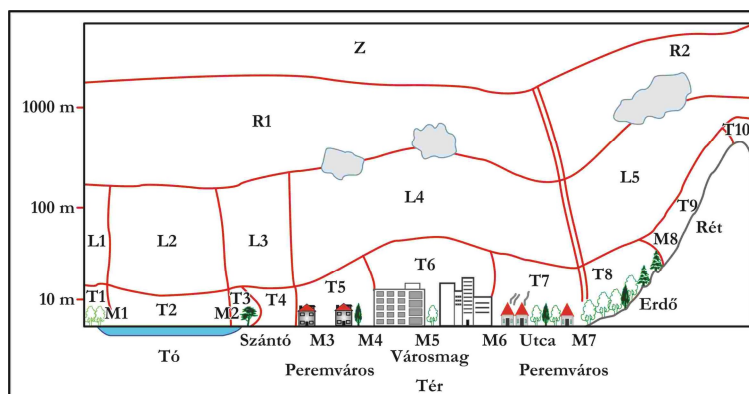
Régiók	1950		1985		2000	
	(%)	(millió)	(%)	(millió)	(%)	(millió)
világ	29,2	734,2	41,0	1982,8	46,6	2853,6
fejlett régiók	53,8	447,3	71,5	838,8	74,4	949,9
fejlődő régiók	17,0	286,8	31,2	1144,0	39,3	1903,7

1. táblázat A városokban élő lakosság száma és aránya a teljes népességhez viszonyítva (1950-2000)  
(Unger és Sümeghy, 2002)

## 2. A VÁROSKLÍMA TÉRBELI STRUKTÚRÁJA ÉS KIALAKULÁSÁNAK OKAI

A városi területek éghajlati szempontból jelentősen eltérnek a környezetüktől, mely különbözőség kialakulását leginkább a városi és a várost övező környezet fizikai paramétereinek - olykor jelentős - eltérése indukálja. A mesterséges tényezők együttesen egy speciális helyi klímát (*városklímát*) határoznak meg. A települések legnyilvánvalóbb klímamódosító hatása a *városi hőmérsékleti többlet* (Landsberg, 1981).

A megváltozott városi levegőkörnyezetet csak a különböző léptékű meteorológiai folyamatok eredményeképpen kialakuló éghajlat ismeretében lehet elemezni (Probáld, 1974). Az előforduló mikroklímák térben és időben egyaránt igen változékonyak, rövid életűek és kialakulásuk egy adott időjárási szituációhoz kapcsolódik. A városokban (főleg a nagyobbakban) fellelhető mikroklímákat mozaikstruktúra jellemzi. Az utcák, terek, parkok és udvarok mind sajátos éghajlattal rendelkeznek, amelyekben azonban közös vonások is vannak. Ezek a közös vonások éppen a lokális (helyi) éghajlat, a városklíma keretében jutnak kifejezésre. A különböző klímák térbeli szerkezetét, egymásra épülését a 1. ábra mutatja be egy szemléletes metszetben.



1. ábra Az éghajlati jelenségek térbeli dimenziói: **Z** = zonális (makro) klíma, **R** = regionális (mezo) klíma, **L** = lokális klíma, **T** = topoklíma, **M** = mikroklíma (Yoshino, 1975; Sümeghy, 2004)

A természetföldrajzi adottságok (pl. medencefekvés, domborzat, vízfelületek közelsége, növényzet stb.) erősíthetik, vagy gyengíthetik az *antropogén* okok hatására bekövetkező változások súlyát. Hangsúlyozni kell azonban, hogy minden nagyobb város éghajlata rendelkezik olyan sajátos vonásokkal, amelyek csak arra az adott településre jellemzőek. Az említett változások főbb okozói a következők:

- A város területén a természetes felületet felváltja egy erősen szabdalt, mesterségesen létrehozott, nagy édességű, gyenge vízáteresztő képességű felszínnel rendelkező térelem, melynek magassága az utcák síkjától az épületek tetejéig terjed.
- A különböző építményekben alkalmazott (építő) anyagok fizikai tulajdonságai is alapvetően különböznek a városon kívüli természetben fellelhető felszín

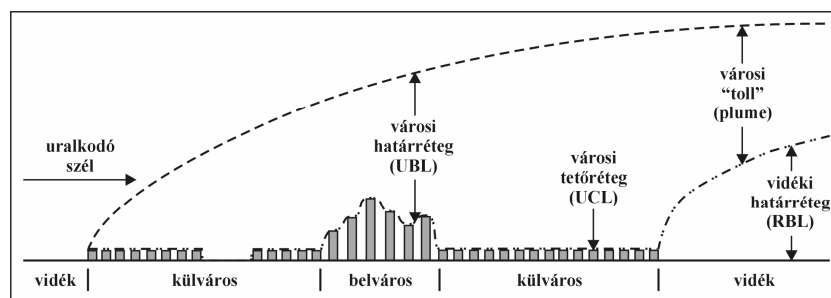
tulajdonságaitól. Kisebb **hőkapacitással** és **albedóval**, jobb **hővezetési tulajdonságokkal** rendelkeznek. Ezeknek a módosult tulajdonságoknak köszönhető, hogy kialakul a természetes helyett egy új, sugárzó felület a városi tetőszinten.

- A városban megjelenő helyi klíma fontos sajátossága, hogy az energiaegyenlegében az emberi tevékenység során termelt és kibocsátott hő jelentős szerepet játszik.
- Végül, de nem utolsó sorban az antropogén folyamatok (közlekedés, ipari termelés, fűtés, stb.) során a várost leperszerűen borítják be a keletkezett gázok, vízgőz, füst, korom és egyéb szilárd szennyezőanyagok (aeroszol).

A városok felett a levegő rétegzettsége is módosul a környezetében tapasztalhoz képest. A városklíma kialakulását és fennmaradását nagymértékben segítik a települések felett különböző magasságban megjelenő rétegek:

- **Léggöri határréteg** – a talaj felett elhelyezkedő mintegy 600–1000 m vastagságú légréteg, melyben a meteorológiai elemek értékét döntően a felszíni tulajdonságok határozzák meg, egy komplex kölcsönhatás-rendszeren keresztül. E réteg legalsó mintegy 100 m magas övezetét talaj közeli határrétegnek nevezzük.
- **Városi határréteg (UBL)** – települések felett kialakuló, mezo-skálájú réteg, melynek vastagsága erősen függ a beépített területek érdességétől és alapja a városi tetőszint réteggel esik egybe.
- **Városi tetőszint réteg (UCL)** – a városok épületeinek tetőszintjét követő vékony réteg, mely mintegy a települések sugárzási felülete funkcionál és tulajdonságait mikroskálájú folyamatok kormányozzák (Oke, 1976).

A 2. ábrán látható, hogy a városi határréteg mintegy beburkolja magát a települést, és magassága meghaladja a **vidéki határréteg (RBL)** magasságát. Abban az esetben, ha az uralkodó szél gyenge, vagy mérsékelt erősségű, a városi határréteg deformálódik és a széllel ellentétes irányban, hosszan elnyúlik a város környezete fölé, mint egy „füstfáklya” (plume).



2. ábra. A városi légkör szerkezete (Oke, 1976; Unger, 1997)

### 3. A VÁROSOK LÉGGÖRÉNEK ÖSSZETÉTELE ÉS SZERKEZETE

A városok feletti levegő összetételében a legfontosabb változást a különböző **szennyezőanyagok** megjelenése és feldúsulása jelenti. Ezek a szennyeződések elsősorban különböző égéstermékek, melyek csökkentik a napsugárzást, igen sok kondenzációs magot produkálnak és az élőlényekre is károsan hatnak. A városi éghajlat szempontjából két nagy csoportba sorolhatjuk ezeket a szennyezőanyagokat:

- **Aeroszol részecskék** – Gáznemű közegben (levegő) finoman diszpergált szilárd, vagy cseppfolyós részecskék együttes rendszere. Az aeroszol részecskék mérettartománya  $10^{-3}$   $\mu\text{m}$  –  $20$   $\mu\text{m}$ -ig terjed. Lassan mozognak, esési sebességük a  $10^{-8}$  és  $10^{-2}$  m/s

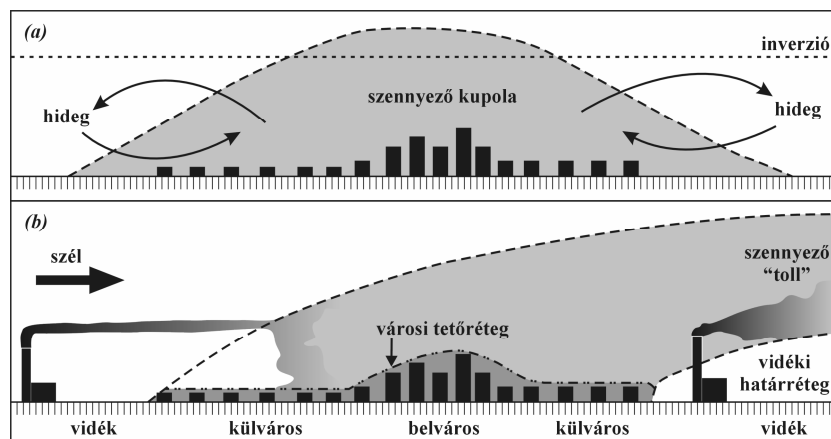
közötti tartományban mozog. Kiülepedésük száraz, nedves vagy gravitációs módon történhet meg. Általánosan igaz rájuk, hogy minél nagyobb egy aeroszol részecske, annál kisebb a légköri tartózkodási ideje és fordítva. Egyes aeroszolak gátolják a rövidhullámú besugárzást, így hűtenek (pl. szulfátok), mások, pedig elnyelve azt, melegítik a közeget (pl. korom). Mindegyik típusa csökkenti a látástávolságot. A kis méretű részecskék ( $< 0,1 \mu\text{m}$ ) koncentrációja vidéki területeken  $\approx 10^4 - 10^5 \text{ db/cm}^3$ , míg a városokban több mint  $10^6 \text{ db/cm}^3$ . Hasonló a helyzet a nagyobb méretű ( $0,5 \mu\text{m} - 10 \mu\text{m}$ ) részecskék esetében. Egy konkrét mérésnél, melyet Lipcsében és környékén végeztek, a városban mért koncentráció  $25-30 \text{ db/cm}^3$  volt szemben a vidéken mért  $1-2 \text{ db/cm}^3$ -es értékkel (Barry és Chorley, 1982).

- **Gázok** – Legfontosabbak a különböző fosszilis tüzelőanyagok elégetésekor keletkező gázok. Ezek közé tartozik a kén-dioxid ( $\text{SO}_2$ ), szén-dioxid ( $\text{CO}_2$ ), szén-monoxid ( $\text{CO}$ ), nitrogén-oxidok ( $\text{NO}_x$ ). A különböző kémiai reakciók által keletkező gázok is fontos szerepet játszanak a városi légkör szennyezésében. Ide soroljuk a nitrogén-oxidokat ( $\text{NO}_x$ ), az ózont ( $\text{O}_3$ ), a salétromsavat ( $\text{HNO}_3$ ), a kén-dioxidot ( $\text{SO}_2$ ), a kénsavat ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) és a peroxi-acetil-nitrátot (PAN) stb. Fontos szerepet játszanak a troposzférikus ózon és a fotokémiai szmog kialakulásában is (Bottyán, 2008). A városok légkörében fellelhető legfontosabb szennyező gázok koncentrációit a 2. táblázatban láthatjuk.

<i>Szennyező gáz</i>	<i>Mennyiség (ppm)</i>
$\text{CO}_2$	300-1000
$\text{CO}$	1-200
$\text{SO}_2$	0,01-3
N-oxidok	0,01-1
aldehidek	0,01-1
oxidánsok ( $\text{O}_3$ is)	0-0,8
kloridok	0-0,3
$\text{NH}_3$	0-0,21

2. táblázat. Szennyező gázok koncentrációi a nagyvárosok levegőjében (ppm) (Unger, 1997)

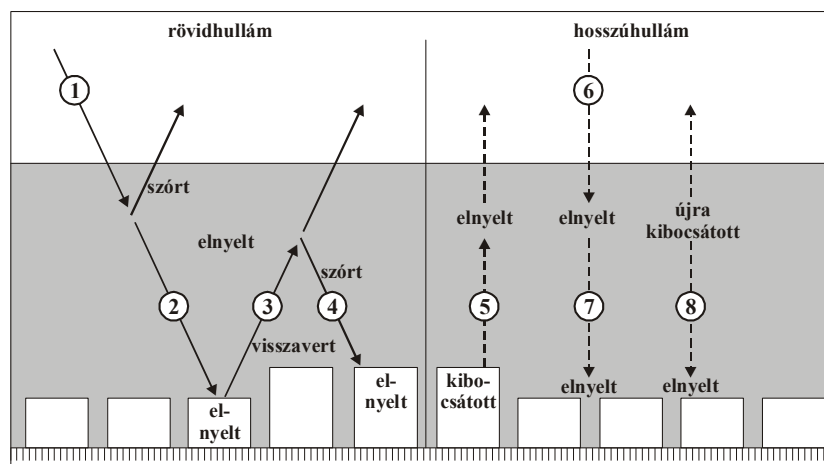
A meteorológiai elemek közül jelentősen befolyásolja az említett eloszlást a **szél**, hiszen a szélsébség növekedésével jelentősen csökken a káros anyagok koncentrációja. A másik igen fontos faktor a **hőmérsékleti inverzió** hatása. Az inverziós réteg áramlási mezeje lecsatolódik a felette levő levegő áramlásáról és így az inverzió által elválasztott légrések között lecsökken, illetve leáll a légcseré. Ezért a talaj közelében a városi levegő rendkívül dús lesz szennyezőanyagokban, ugyanakkor alig tapasztalunk légmozgást ebben a rétegben. Ennek hatására kialakul az ún. **szennyező kupola**, mely azonban már kis szélsébség hatására is el tud mozdulni és ekkor már a korábban említett „füstfáklya” formát veszi fel, ahogyan az a 3. ábrán látható.



3. ábra. A városi szennyeződés alakzatai: (a) a városi szennyező kupola, (b) a városi szennyező toll stabil légköri rétegződés esetén (Barry and Chorley, 1982; Sümegehy, 2004)

#### 4. A VÁROSI FELSZÍN ENERGIA-HÁZTARTÁSA ÉS A VÁROSI ÉGHAJLATI PARAMÉTEREK MÓDOSULÁSAI

A beépített területek jelentős felszíni és légköri módosulásai befolyásolják a település klímáját. Ennek egyik fontos szegmense a **városi sugárzási mérleg** rövid- és hosszuhullámú összetevőinek megváltozása. A 4. ábrán láthatjuk a különböző hullámhosszú sugárzási folyamatok általánosított rendszerét a városi határrétegben.



4. ábra. A rövid- és hosszuhullámú sugárzási folyamatok általános struktúrája a szennyezett városi határrétegben (Oke, 1982, Sümegehy, 2004)

A **rövidhullámú besugárzás** (1) és a felszín által visszavert (3) - szintén rövidhullámú - komponens egyaránt jobban gyengül a városi határrétegben, mint a természetes környezet feletti légréteg esetén. A városi felszínen - a bevételi oldalon - direkt és szórt (2), valamint visszavert (4) sugárzás hozzávetőlegesen 2-10 %-os csökkenését tapasztalhatjuk Budapesten éves átlagban 8 %-os besugárzás-csökkenés mutatható ki, amely érték a nyári félévben kisebb az intenzívebb turbulens átkeverő mozgások, feláramlások és a fűtés hiánya miatt, ugyanakkor télen ennél lényegesen magasabb értéket kapunk (Probáld, 1974). A rövidhullámú sugárzási egyenlegben nem jelentkezik markáns különbség a városi és a beépítetlen területek között, hiszen a települések szennyezettebb légkörében nagyobb a sugárzásvesztés, de ezt ellensúlyozza a városi felszín 0,05-0,10-del alacsonyabb albedója a vidéki területekhez viszonyítva.

A **hosszúhullámú komponens** esetében is hasonló – egymást kioltó – hatásokat tapasztalhatunk a vidéki és a városi felszín közötti összehasonlításnál. Bár a szennyezettebb levegő és a városi felszín kevesebb energiát emittál, a városok hőszigeteti magasabb hőmérsékletű sugárzást produkálnak, ami lényegében egy megnövelt kisugárzás (5). A hőszigetek által kibocsátott sugárzás egy jelentős része elnyelődik a légkörben és visszasugárzódik a felszín felé a beérkező égboltsugárzás (6) egy részével együtt (7). Ehhez járul hozzá még a hősziget feletti meleg levegő által kibocsátott sugárzás is (8). Az összegzett hosszúhullámú bevétel éjszaka a városban némileg nagyobb, mint a vidéki területeken (*Oke és Fuggle, 1972*). Végül soron elmondhatjuk, hogy a városi területek felett megnövekszik mind a hosszúhullámú bevétel, mind a kiadás is, ezért a különbségük nem jelentős. A fent leírtakból azonnal adódik, hogy a teljes sugárzási egyenlegnek a város és a külterülete közötti különbsége nem jelentős, általában 5%-nál kevesebb (*Probáld, 1975*).

Egy városi felszínre vonatkozó energiaegyenleget a következőképpen adhatjuk meg (az advekciónál eltekintünk):

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S$$

ahol  $Q^*$  – a teljes sugárzási mérleg,  $Q_F$  – az antropogén hőtermelés,  $Q_H$  – az érzékelhető hő,  $Q_E$  – a látens hő és  $\Delta Q_S$  – az energiátárolás változása.

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

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

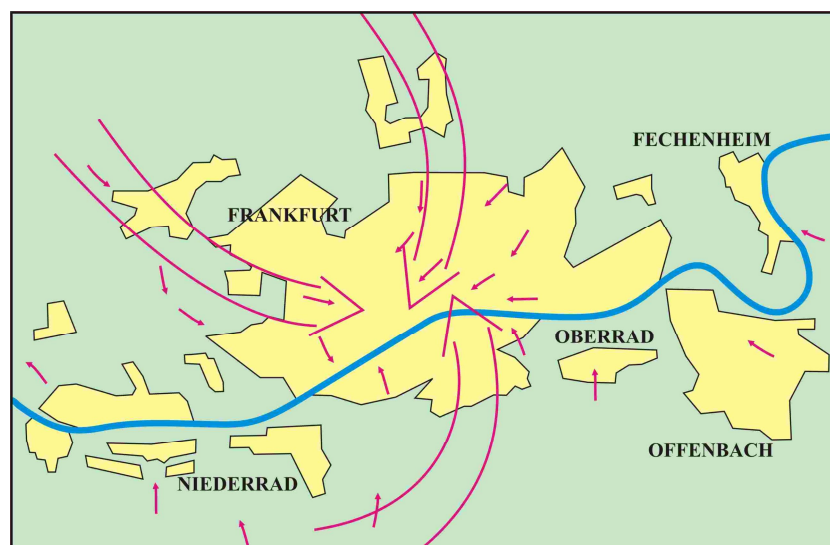
Az antropogén hőtermelés ( $Q_F$ ) mellett a városi területeken rendkívül fontos a hőtárolási tag ( $\Delta Q_S$ ), melynek jelentős szerepe van a hősziget kialakulásában. A 3. táblázat világosan mutatja, hogy az erősebben beépített területeken a hőtárolás jóval nagyobb, mint a külterületeken. Ennek oka az, hogy az építkezésekhez felhasznált anyagoknak nagyobb a **hővezető képessége** és kisebb **hőkapacitása**. Ez a hatás fontosabb az éjszaka folyamán, amikor a tárolási tényezőnek nagyobb szerepe van a teljes energiaegyenlegben, hiszen lényeges lehet a magasabb városi hőmérséklet fenntartásában. Meg kell azonban jegyezni, hogy a városi hőtöbblet kialakításában a **felszín geometriája** nagyobb szerepet játszik.

Az alábbiakban röviden áttekintjük azokat az éghajlati elemeket, amiknek a városi körülmények közötti módosulása jelentős és fontos. Mivel a városi felszín kevesebb párologtatnak és a növényzet is hiányos, ezért a **relatív nedvesség** ezeken a területeken alacsonyabb, mint vidéki környezetben. A legnagyobb eltérések (akár 10%) az esti időszakban és nyáron fordulnak elő.

A **ködképződésnek** rendkívül kedvez a városi légkörben nagy számban feldúsuló kondenzációs magok – szinte folyamatos – jelenléte. Nagyobb városokban – főleg, ha folyó keresztezi, vagy nagyobb vízfelület van közel hozzá – gyakoribbak és tartósabbak a ködök, mint a vidéki területeken. Gyakran előfordul, hogy **száraz légköri homály** is megfigyelhető a nagyszámú légköri szennyezőanyag miatt a városokban.

Különösen fontos a **szél** módosulása a városi körülmények között, hiszen mind sebességben, mind irányban jelentős változást mutat a beépítetlen környezethez képest. A

beépített területek felszíne rendkívül nagy tagoltsággal rendelkezik, így a légáramlás útjában komoly akadályok képződnek, ami a sűrűlódási faktor növekedését okozza. Ennek eredményeképpen a városok belterületén jelentős átlagos szélesség-csökkenést figyelhetünk meg, amely elérheti akár a 30%-ot is, míg a széllekedések esetén ez a csökkenés 10-20%-os (Unger, 1997). Ez a jelenség szükségképpen magában hordozza a szélnyírás és a turbulencia kialakulását is, amelyek fontos jellemzői a városi szélnek. Az átlagos szélesség mérséklődésével összhangban a szélszél esetek száma 5-20%-kal növekszik (Unger és Sümeghy, 2002). Másfelől, a szél irányának megváltozása talán még markánsabban jelentkezik a beépített területek felett, hiszen a kialakított utcák, terek kitérítik a szelet az eredeti irányából és mintegy „csatornába terelik” azt. Ekkor azonban az áramlási törvényeknek megfelelően a szél sebessége meg is nő, hiszen szűkül az áramlási keresztmetszet. A szélesség fentebb leírt megváltozása az emberek komfortérzetét a városokban nyáron kedvezőtlenül, télen viszont kedvezően befolyásolja. Anticiklonális makroszinoptikus helyzetben (gyenge vezető áramlás mellett) – elsősorban a nyári félévben - megfigyelhető, hogy a városközpontban kialakult hőtöbblet hatására ott lassan felemelkedik a levegő és ennek pótlására a külterületek irányából radiálisan levegőbeáramlás indul meg befelé a tetőszint (UCL) felett. Ez a mechanizmus a városok természetes ventilátorának is tekinthető, hiszen a szennyezett levegő helyébe tisztábbat szállít a környező területekről, jóllehet a hatását jelentősen csökkenti, hogy nem az utcák szintjében, hanem a tetőszinten történik a tisztább levegő beáramlása (Bottyán, 2008). Ennek az ún. **városi szélrendszernek** egyik megjelenését mutatjuk be a 5. ábrán.



5. ábra. Éjszakai összeáramlás Frankfurtban, nyugodt időjárási helyzetben (Stummer, 1939; Sümeghy, 2004)

## 5. A VÁROSI HŐSZIGET KIALAKULÁSA

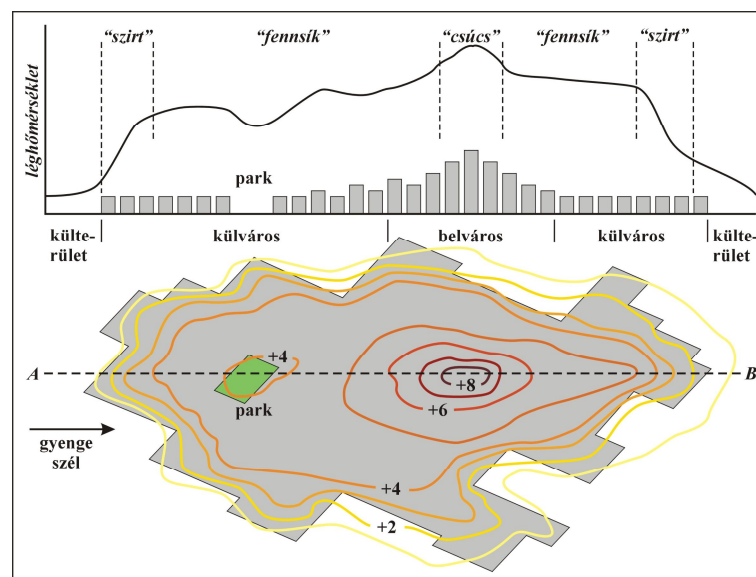
A városi települések egyik legfontosabb éghajlat-módosító hatása tehát az a hőmérsékleti többlet, amely az erősen urbanizált részek és a külterületek közötti jelentős hőmérsékleti különbséggel reprezentálható. Ez a hőtöbblet alakítja ki a szakirodalomban széleskörűen vizsgált, ún. **városi hősziget** (UHI), melynek erőssége (intenzitása) a városon belül szignifikáns időbeli és térbeli változást is mutat (Oke, 1997; Kuttler, 1998). A hősziget jellemzésére a **hősziget-intenzitást** (UHI intenzitás, amely a városi és a városon kívüli hőmérsékletek különbsége) használjuk.



A beépített területek feletti hőtöbblet kialakulásáért és fennmaradásáért a következő tényezők a felelősek:

- Az utcák geometriája (magnövekedett felszín, többszörös visszaverődés, valamint korlátozott horizont) miatt emelkedik a rövidhullámú sugárzás bevételi oldala és csökken a hosszuhullámú energia-veszteség, valamint a turbulens hőszállítás.
- Az erősebben szennyezett légkörben a nagyobb elnyelés és visszasugárzás miatt megnő a hosszuhullámú sugárzás az égbolt irányából.
- A lakossági és ipari antropogén hőtermelésből származó veszteségek miatt többlet hő kerül a városok légkörébe.
- A felhasznált építőanyagok jó hővezető képessége, alacsony hőkapacitása és szinte zérus vízáteresztő-képessége miatt megnövekszik a felszín szenzibilis hőtárolási képessége és csökken az *evapotranszpiráció* (Oke, 1982).

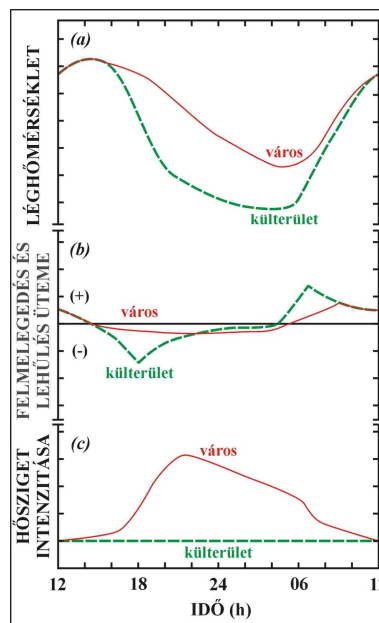
A városi hősziget területi (horizontális) szerkezetét a 6. ábra mutatja be Oke (1982) nyomán, amely igen jól láttatja, hogy mennyire találó a „sziget” elnevezés. Az izotermák rendszere egy „sziget” alakját rajzolja ki, amelyet az annál hűvösebb vidéki környezet „tengere” vesz körül. A külterületek felől a belváros felé haladva a külváros peremvidékén erőteljesen megemelkedik a hőmérséklet („szirt”). Ezt követően lassú, de viszonylag egyenletes az emelkedés („fennsík”), amelyet csak a közbeékelődő parkok, tavak eltérő energiaegyenlege módosít valamennyire. A sűrűn beépített belvárosban észlelhető a legmagasabb hőmérséklet („csúcs”). 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, ezért általában csak rövid ideig áll fenn és változik is az idő múlásával.



6. ábra A városi hőmérsékleti többlet sematikus területi eloszlása, keresztmetszeti képe (AB mentén) és horizontális struktúrája ideális időjárási körülmények között (Oke, 1982 után módosítva)

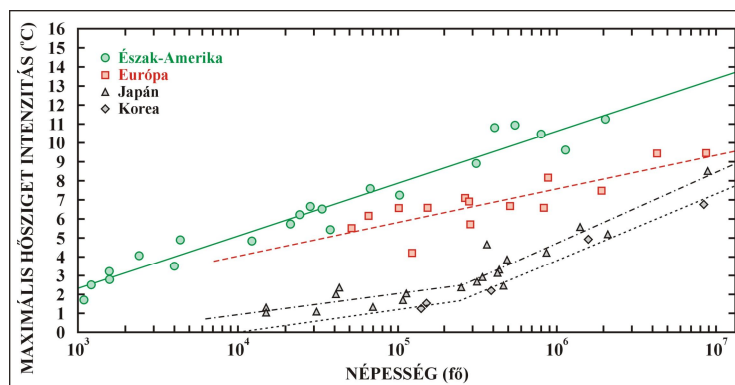
A horizontális kiterjedés mellett természetesen vertikálisan is követhető a hősziget szerkezete, sőt a városi határréteg (UBL) fölé is emelkedik. Általában a hősziget vertikális kiterjedése sekély, mintegy 20-300 m-ig mutatható ki a városok felett és ebben a rétegben a függőleges hőmérsékleti gradiens kicsi. A környező beépítetlen régióban azonban a jelentős

lehülés miatt inverziós rétegződés alakul ki és egy bizonyos magasság elérése után a városon túli területek felett magasabb lesz a levegő hőmérséklete. Ezt nevezi a szakirodalom *cross-over jelenségnek* (Duckworth és Sandberg, 1954).



7. ábra. A város és a külterület hőmérsékleti szempontból eltérő viselkedése ideális helyzetben: **(a)** hőmérséklet napi menete ( $^{\circ}\text{C}$ ), **(b)** a lehülés és felmelegedés üteme ( $^{\circ}\text{C}\text{h}^{-1}$ ) a városban és a külterületen, valamint **(c)** a hősziget-intenzitása ( $^{\circ}\text{C}$ ) (Oke, 1982; Sümeghy, 2004)

A 7. ábrán jól látható, hogy napnyugta után a külterületeken a hőmérséklet gyorsabban csökken, így a városi területek melegebbek lesznek ekkor. A hőmérsékleti kontraszt a maximumát naplemente után mintegy 3-5 órával éri el, azaz ekkor a legnagyobb a hősziget-intenzitás értéke (Oke és Maxwell, 1975). A jelzett ábráról az is világosan kitűnik, hogy a városok tompítják a hőmérséklet ingadozásait a külterületekhez képest, azaz elmondható, hogy a külterületi lehülési és/vagy felmelegedési ütemek görbéi általában meredekebbek a városiaknál.



8. 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; Sümeghy, 2004)

A hősziget-intenzitás mértékének egyik fontos tényezője a város (település) mérete, horizontális kiterjedése. Ezzel jó korrelációban a települések méretét jellemezhetjük a *lakosság számával* is ( $P$ ). A 8. ábrán megfigyelhető, hogy a településen lakók száma hogyan hat a maximális hősziget-intenzitás értékeire a különböző kontinenseken. Fontos

megjegyezni, hogy már egészen kis lélekszámú (1000 fő) településeken is ki lehet mutatni a hősziget jelenlétét. A legnagyobb városok esetében, pedig akár 12 °C is lehet a különbség a városi és a vidéki hőmérsékletek között (Oke, 1979; Park, 1987). Az európai városokra vonatkozóan a hősziget-intenzitás felső becslését a lakosság függvényében elsőként Oke adta meg:

$$\Delta T_{u-r(max)} = 2,01 \lg(P) - 4,06$$

ahol,  $\Delta T_{u-r(max)}$  az UHI-intenzitás maximális értéke (°C) és  $P$  a lakosság lélekszáma (Oke, 1973). Az ebből az összefüggésből számított maximális UHI-intenzitás értéke Budapestre kb. 8,5 °C, Szegedre kb. 6,4 °C, illetve Debrecen esetében kb. 6,7 °C. A tapasztalat azt mutatja, hogy a valóságnál ennél magasabb értékek is előfordulhatnak (pl. Szeged és Debrecen esetében akár 8 °C is), így ez a becslés természetesen csak egy közelítő értéket jelez (Bottyán et al., 2003).

A települések felett kialakuló hőmérsékleti többlet eloszlását és intenzitását nyilván nemcsak a városok statikus, fizikai paraméterei határozzák meg, hanem **dinamikus tényezők** is hatnak. Ezek közé tartoznak bizonyos meteorológiai elemek, mint pl. a szél, a felhőzet, a csapadék stb. A hősziget-intenzitás maximális kifejlődését leginkább a nyugodt, csapadékmentes, felhőzet nélküli, nagytérségű időjárási helyzetek segítik, így tipikusan **anticiklonális** hatás kedvez neki. Az erős szél és a csapadékhullás jelentősen csökkenti intenzitását, adott esetben teljesen meg is szüntetheti azt. A szél hatására vonatkozóan bevezethetünk egy ún. **kritikus szélesebességet**, amelynél nagyobb szél esetén a hősziget nem tud felépülni az átkeverő hatás miatt. A kapcsolatot a kritikus szélesebesség ( $v$ ) és a lakosságszám ( $P$ ) logaritmusai között a következő képlet (Oke és Hannell, 1970) adja meg:

$$v = 3,41 * \lg P - 11,6 \quad (ms^{-1})$$

Így a kritikus szélesebesség pl. Szeged és Debrecen esetén  $v \approx 6 \text{ ms}^{-1}$ -nak adódik, azaz ennél nagyobb szélesebesség esetén már nem jelenik meg kimutatható hősziget az említett városok felett.

## ÖSSZEFOGLALÁS

A nagyobb lélekszámú települések környezetében egy speciális éghajlat az ún. városklíma alakul ki, melynek legmarkánsabb megjelenési formája a városi hősziget. A hősziget jellemzésére a hősziget-intenzitást használjuk, ami a város belső területén és a külső környezetben mért hőmérsékletek különbsége.

A meteorológiai elemek módosulása is megfigyelhető a városi klíma miatt. Leginkább a szél, a légnedvesség és a hőmérséklet változik, de más elemekben is megfigyelhető eltérés a beépítetlen környezethez képest.

A hősziget kialakulásában a beépített felszín érdessége (geometriája), anyagi és fizikai tulajdonságai, az antropogén hő kibocsátás és a városi légkör módosulása (energia-egyenleg) játszik alapvető szerepet. A hőtöbblet intenzitását természetesen dinamikus tényezők is befolyásolják, hiszen a nyugodt, anticiklonális helyzet (felhőzet és csapadék nélkül) kedvez leginkább az erős hősziget kifejlődésének.

Összegzésképpen elmondhatjuk, hogy a városi hőmérsékleti többlet miatt a következő klimatikus hatásokkal kell számolnunk a települések esetén:

- Egyaránt meghosszabbodik a fagymentes periódus és a növények vegetációs időszaka
- Eltolódnak a növények fenológiai fázisai
- Csökken a fagyos és a téli napok száma, valamint mérséklődik a fagyok erőssége
- Csökken a hótakarós napok száma
- Csökken a fűtési napok száma

## IRODALOM

- Barry, R.G. and Chorley, R.J., 1982: *Atmosphere, weather and climate*. Methuen, London – New York, 302-319.
- Becsei J., 2001: *Fejezetek az általános társadalmi földrajz tanulmányozásához*. Ipszilon Kiadó, Budapest, 109-137.
- Bottyán, Z. and Unger, J., 2003: Urban heat island development affected by urban surface factors. *Theor. Appl. Climatol.* 75, 233-243.
- Bottyán, Z., Kircsi, A., Szegedi, S., and Unger, J., 2005: The relationship between built-up areas and the spatial development of the mean maximum urban heat island in Debrecen, Hungary. *International Journal of Climatology* 25, 405-418.
- Bottyán, Z., 2008: Az átlagos maximális hősziget-intenzitás statisztikus modellje Szegeden és Debrecenben. *Ph.D. értekezés*. Szeged.
- Duckworth, F.S. and Sandberg, J.S., 1954: The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 35, 198-207.
- Kuttler, W., 1998: Stadtklima. In Sukopp, H. und Wittig, R. (eds): *Stadtökologie*. Gustav Fischer, Stuttgart – Jena – Lübeck – Ulm, 125-167.
- Landsberg, H.E., 1981: *The Urban Climate*. Academic Press, New York – London – Toronto – Sydney – San Francisco.
- Oke, T.R., 1976: The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands. *Atmosphere* 14, 268-277.
- Oke, T.R., 1979: Review of urban climatology. *WMO Tech. Note 169*.
- Oke, T.R., 1982: The energetic basis of the urban heat island. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 108, 1-24.
- Oke, T.R., 1997: Urban climates and global environmental change. In Thompson, R.D. and Perry, A. (eds): *Applied Climatology*. Routledge, London – New York, 273-287.
- Oke, T.R. and Fuggle, R.F., 1972: Comparison of urban/rural counter and net radiation at night. *Bound. Lay. Meteorol.* 2, 290-308.
- Oke, T.R. and Hannell F.G., 1970: The form of the urban heat island in Hamilton, Canada. In *Urban climates, WMO Tech. Note 108*, 113-126.

- Oke, T.R. and Maxwell, G.B., 1975: Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver. Atmos. Environ. 9, 191-200.*
- 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, 1-79.*
- Probáld F., 1974: Budapest városklímája. Akadémiai Kiadó, Budapest.*
- Stummer, G., 1939: Klimatische Untersuchungen in Frankfurt am Main und seinen Vororten. Ber. Meteorol. Geophys. Inst., Univ. Frankfurt, 5.*
- Sümeghy Z., 2004: A szegedi városi hősziget területi és időbeli eloszlásának térképezése és elemzése. PhD értekezés, Szeged.*
- Unger J., 1997: Városklimatológia – Szeged városklímája. Acta Climatologica Univ. Szegediensis 31/B.*
- Unger J. és Sümeghy Z., 2002: Környezeti klimatológia. Kisléptékű éghajlatok, városklíma. SZTE TTK jegyzet, JATEPress, Szeged.*
- Yoshino, M.M., 1975: Climate in a small area, an introduction to local climate. University of Tokyo Press.*