

Szegedi Tudományegyetem
Földtudományok Doktori Iskola

**A SZEGEDI TERMIKUS KÖRNYEZET VÁROSI LÉPTÉKŰ
ELŐREJELZÉSÉNEK LEHETŐSÉGEI A WRF MODELL
FELHASZNÁLÁSÁVAL**

Doktori (PhD) értekezés

Molnár Gergely

Témavezető:

Dr. Gál Tamás

tanszékvezető-helyettes egyetemi docens

SZTE Természettudományi és Informatikai Kar
Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék

**Szeged
2021**

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés és célkitűzés	3
2. A városok és a kapcsolódó lokális klímamódosítás főbb jellemzői	5
2.1. A város fogalma, az urbanizáció nemzetközi és hazai trendjei	5
2.2. A városi éghajlat tér- és időskálája, valamint a felszín leíró mérőszámok	6
2.3. A városi légkör szerkezete.....	9
2.4. A városi felszín légáramlásra gyakorolt hatása	11
2.5. A városi felszín sugárzásra gyakorolt hatása.....	12
2.6. A városi felszín energiaegyenlegére gyakorolt hatása	15
2.7. A városi felszín hőmérséklet-módosító hatása; a hősziget jelenségek	17
2.8. A városi felszín felhőzetre és csapadékra kifejtett hatása	20
2.9. Lokális klímazónák.....	21
2.9.1. A lokális klímazónák rendszere és alkalmazási lehetőségei	21
2.9.2. A lokális klímazónák térbeli eloszlása Szegeden	22
2.9.3. A lokális klímazónákon alapuló szegedi városklíma mérőhálózat	23
3. Numerikus modellek, a városklíma vizsgálatának hatékony eszközei	25
3.1. A legelterjedtebb mintavételezési lehetőségek a városi környezetben.....	25
3.2. Numerikus modellek a városklíma-kutatásban.....	26
3.3. A Weather Research and Forecasting modell.....	28
3.3.1. A modell felépítése	28
3.3.2. Városi parametrizációs sémák a WRF-ben.....	31
3.3.3. A WRF alkalmazási lehetőségei a városklimatológiában.....	32
4. Módszertan	37
4.1. A vizsgálati terület jellemzése	37
4.2. A statikus adatok előkészítése	38
4.2.1. A talajtípusok adatbázisa	38
4.2.2. A felszínborítottsági adatbázis	40
4.2.3. A városi tetőszint paraméterek adatbázisa	43
4.2.4. Az antropogén hő adatbázisa.....	46
4.3. A városklíma mérőhálózat adatainak asszimilációja.....	51
4.4. Az alkalmazott modellbeállítások	53

4.4.1. A modellezési tartományok és parametrizációs sémák.....	53
4.4.2. Az alkalmazott modellkísérletek.....	54
4.4.3. Modellezési időszakok.....	56
4.4.4. A modellkimenetek verifikációja	57
5. Eredmények és diszkusszió.....	60
5.1. A modell statikus adatbázisának összeállítása.....	60
5.2. A modell érzékenysége a városi felszínhasználatra	65
5.3. A modell érzékenysége a városi parametrizációs séma megválasztására	75
5.4. A modell érzékenysége az antropogén hőkibocsátásra	83
5.5. A modell érzékenysége a bemenő meteorológiai adatokra	92
5.6. A kidolgozott modellrendszer működésének verifikációja „nem ideális” időszakra	97
6. A kialakított modellrendszer alkalmazási és adaptációs lehetőségei.....	107
7. Összefoglalás	112
Irodalomjegyzék	116
Köszönetnyilvánítás	128
Summary	129
Függelék	133

1. Bevezetés és célkitűzés

Az éghajlatváltozás, mint napjaink egyik legnagyobb környezeti kihívása, a településeken hatványozottan van jelen. A speciális városi (lokális) és a regionális (háttér)klíma szinergiája a hőterhelés, a légszennyezettség és az energiafelhasználás növekedéséhez, valamint a biodiverzitás és az ivóvízminőség csökkenéséhez járul hozzá a sűrűn beépített területeken. A 21. század elejétől a városi életforma vált dominánssá a Földön, és a különböző becslések egyetértenek abban, hogy a települések népességszáma az előttünk álló évtizedekben további növekedést fog mutatni. Mindez tehát azt jelenti, hogy a városokat érintő környezeti problémákkal egyre népesebb populációnak kell megbirkóznia, azokhoz alkalmazkodnia.

A helyzet kritikusságát felismerve az ENSZ 2015-ben 17 globális fenntarthatósági-fejlesztési célt fogalmazott meg, melyek közé a „Fenntartható városok és közösségek” tematikát is besorolta. A részcélok között – a teljesség igénye nélkül – a légszennyezettség visszaszorítása és a zöld-kék infrastruktúra fejlesztése található meg. A célkitűzések minél sikeresebb elérése már csak azért is kulcsfontosságú, mivel mint ahogy arra például a több mint 30 ezer halálos áldozattal járó 2003-as európai hőhullám is rámutatott, a települések sérülékenysége igen jelentős az egyre növekvő számú extrém időjárási eseményekkel szemben.

A városok klimatológiai és ökológiai viszonyainak előrejelzése és a problémákra történő válaszadás tehát egyre sürgetőbb megoldásokat kíván a döntéshozóktól. A válaszok megfogalmazását általában jól megalapozott tudományos vizsgálatok előzik meg. A települések éghajlatának elemzése sűrű mérőhálózatokkal, távérzékeléses technikával vagy numerikus meteorológiai modellekkel egyaránt történhet. A modellezés előnye a többi módszerhez képest, hogy térben és időben folytonos analíziseket tesz lehetővé, alkalmas hipotézisek vizsgálatára, továbbá nemcsak a pillanatnyi helyzetet méri fel, hanem a környezet jövőbeli állapotára is képes becslést adni. Az informatika folyamatos fejlődésének köszönhetően a meteorológiai modellek egyre több kutatás eszközét képezik.

E modellek egyik legelterjedtebb képviselője a Weather Research and Forecasting (WRF), mely nagy fejlesztési tapasztalaton alapul, szabad forráskódú, igen jól dokumentált és rugalmasan alkalmazható a legtöbb probléma szimulálására. A WRF sokszínűségét jelzi, hogy eseti vizsgálatokon túl a légkör jövőbeli állapotának becslése is az eszköztárhoz tartozik. A modell a bőséges parametrizációs opcióin keresztül a városi felszín és a légkör közötti kölcsönhatások elemzését is szavatolja.

Szeged a városklíma-modellezés szempontjából ideális vizsgálati helyszín, mivel kiterjedése, beépítettsége és antropogén aktivitása elegendő a meteorológiai változók módosításához. A település földrajzi elhelyezkedése és homogén domborzata kedvez a környezeti paraméterek területi különbségeinek kiteljesedéséhez. E kontraszt pontos detektálását a Tanszékünk közreműködésével 2014-ben létesített városklíma mérőhálózat támogatja, mely a lég-hőmérséklet és a relatív nedvesség idősorainak analízise mellett a modellkimenetek verifikációját is biztosítja. A helyi kutatásokhoz egy háromdimenziós épületadatbázis is rendelkezésre áll, melynek felhasználásával a felszínmorfológia és a hőmérséklet/nedvesség kapcsolatáról nyerhető bővebb információ.

A dél-alföldi település termikus környezetének numerikus modellezésen alapuló, lokális léptékű vizsgálatára eddig nem került nagyobb hangsúly, így doktori disszertációmban arra törekszem, hogy egy olyan, a WRF-en nyugvó modellrendszert alakítsak ki, amely Szeged lokális időjárás-módosításának eseti jellegű és prognosztikus (néhány napos előrejelzés formájában) szimulációjára is alkalmas lehet. A kidolgozás során azt is szem előtt tartom, hogy

ez a modellezési keretrendszer a későbbiekben más városokra is könnyen kiterjeszthető legyen. A modellt a felszínközeli léghőmérséklet előrejelzésére fogom optimalizálni, hiszen e változó gyakorolja a legnagyobb közvetlen hatást a városlakókra. Továbbá az is a céljaim között szerepel, hogy a szimulált és mért léghőmérsékleteket alaposan, jól meghatározott statisztikai mérőszámok szerint hasonlítom össze, ezzel is rámutatva az előrejelzési modellrendszer hibáira és a lehetséges fejlesztési irányokra.

Az előbbiekben megfogalmazott célok eléréséhez elsőként a WRF statikus adatbázisát és a benne lévő talajtextúra, felszínborítottság, városi felszínparaméterek és az antropogén hő adatait fogom a szegedi viszonyoknak megfelelően módosítani. Ezt követően a helyi megfigyelési adatok bevonásával egy olyan adatasszimilációs stratégiát dolgozok ki, amelytől a modellkimenetek még pontosabbá válását várom. A szimulációs beállítások (pl. vizsgálati terület és időszakok, térbeli felbontás, parametrizációs sémák) kijelölése után a modell különböző szegmenseire irányuló érzékenységi vizsgálatokat állítok össze. A modellkísérletek eredményeinek verifikációs tapasztalatai alapján meghatározom a modellrendszer azon komponenseit, mellyekkel Szeged termikus környezetének városi léptékű előrejelzése a legnagyobb pontossággal elvégezhető. Mindezt legvégül a kidolgozott modellrendszer gyakorlati hasznosításra és a módszertan más városokra való átültetésének lépéseire tett javaslatokkal egészítem ki.

2. A városok és a kapcsolódó lokális klímamódosítás főbb jellemzői

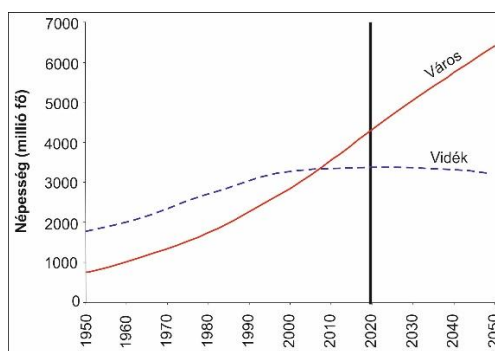
2.1. A város fogalma, az urbanizáció nemzetközi és hazai trendjei

A város meghatározása a hazai és nemzetközi szakirodalomban sem egységes, három különböző koncepció is létezik egyidejűleg. A statisztikai városfogalomban egy település várossá nyilvánításának alapjául elsősorban a népességszám szolgál, esetenként viszont a népsűrűség, a foglalkoztatottsági szerkezet vagy a lakásállomány összetétele is lényeges szempont lehet (Szűcsné és Szűcs, 2007). Egyes Skandináv országokban (pl. Svédország és Norvégia) már a 200 fős településeket is városoknak tekintik, Németországban és Franciaországban 2000, Japánban 50 000 főben határozták meg ezt a határértéket. A városok általában több gazdasági, infrastrukturális, turisztikai funkciót látnak el, mint a környező kisebb, nem városi jogkörrel rendelkező települések (pl. falvak). E szempontokra támaszkodik a funkcionális városfogalom, ami például Belgiumban, Kínában és hazánkban is szorosan kapcsolódik a várossá nyilvánítás folyamatához (Szűcsné és Szűcs, 2007). A harmadik városfogalom az előző két rendszer követelményeinek legfontosabb elemeit foglalja magába.

Magyarországon tehát a városi jogkört az ellátott funkciókon keresztül határozzák meg. Erről a 2011. évi, Magyarország önkormányzatairól szóló CLXXXIX. törvény 104. § (1) így rendelkezik: „Városi cím adható annak a községi önkormányzatnak, amely térségi szerepet tölt be, és fejlettsége eléri az átlagos városi szintet”. Az „átlagos városi szint” megállapításánál az egészségügy helyzete, a szociális ellátás színvonala, az oktatás és a gazdasági potenciál egyaránt fontos tényező (KSH, 2015). 2019-ben Magyarország 3154 településéből 346 birtokolt városi rangot (KSH, 2018b).

Ezek közül a legnagyobb lakosságú Budapest volt (2018. januári adat szerint: 1 749 734 fő; KSH, 2018b), míg a legkisebb népességszámmal a Borsod-Abaúj-Zemplén megyei Pálháza rendelkezett (2018. januári adat szerint: 1048 fő; KSH, 2018b).

Az írásos emlékek tanulsága szerint a Föld első jelentősebb városait (Ur, Uruk) Kr. e. 4000 körül Mezopotámiában, a Tigris és az Eufrátesz folyók mentén alapították (Unger et al., 2012). További fejlett ókori város(állam)ok Görögország, a Római Birodalom, Egyiptom, India és Kína területén is voltak. A történelem egyik legintenzívebb urbanizációs (városodás és városiasodás) folyamata a XIX. közepén, az ipari forradalmakhoz kapcsolódóan következett be, melynek eredményeként a városi lakosság aránya a fejlett országokban kb. 20-30%-kal növekedett 1800 és 1900 között (Bairoch és Goertz, 1986). A világháborúk veszteségei után a (városi) népesség újabb meredek emelkedésnek indult, így napjainkban a Föld lakosságának nagyjából 55%-a, több mint 4 milliárd fő él urbánus környezetben (2.1. ábra).



2.1. ábra A Föld városi és vidéki népességének múltbeli és várható jövőbeli alakulása 1950 és 2050 között (United Nations, 2014)

A városi lakosság aránya 2050-ben 65% felett alakulhat. A jövőbeli növekedés legkarakteresebben a fejlődő országokban, főként Délkelet-Ázsiában (pl. Fülöp-szigetek) és Afrikában (pl. Nigéria, Etiópia) jelentkezhet. A természetes fogyás következtében néhány fejlett országban (pl. Németország, Oroszország, Japán) egy ellentétes folyamat előtérbe kerülhet az elkövetkezendő évtizedekben, ami a vidéki és városi populáció számának együttes csökkenését okozhatja (*United Nations, 2014*).

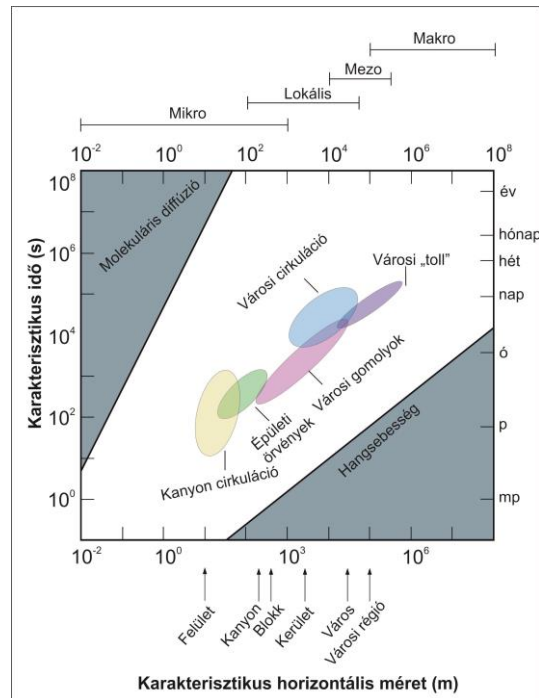
A több mint 10 milliós lakosú megavárosok száma az elmúlt 50 évben 3-ról 28-ra emelkedett, melyeknek jelenleg csaknem 70%-a Ázsiában található (*United Nations, 2014*). 2014-ben a három legnagyobb megaváros (agglomerációval együtt) Tokió (37 833 000 lakos), Delhi (24 953 000 lakos) és Sanghaj (22 991 000 lakos) volt. Érdekes, hogy a sorban 10. Kairóban (18 419 000 lakos) is közel kétszer annyian laknak, mint Magyarországon.

Hazánkban az európai fejlett országokhoz hasonló urbanizációs folyamatok mentek végbe: 1960 és 2019 között a városok száma 63-ról 346-ra nőtt. Ezzel párhuzamosan az urbanus népességszám aránya is emelkedett, ami 2014-ben 70% körül alakult (*KSH, 2015*). Mindez persze megtevesztő lehet, hiszen a természetes fogyás és a kivándorlás következtében az ország lakossága 1980 óta folyamatosan csökken, ami az elmúlt években legdrasztikusabban az 500 főnél kisebb lakosságú aprófalvakat érintette (14%-os csökkenés 2000 és 2012 között) (*KSH, 2015*). Összességében a városi népességszám is zsugorodik (2–4%), csak ez a falusi populációnál kisebb mértékű. A csökkenést a belső vándorlás néhány speciális helyzetű településen (pl. Szeged, Kecskemét, Győr, Érd, Dunakeszi) némileg (kb. 1% alatt) kompenzálja. Az ország lakosainak kb. 1/5-e Budapesten él (1 749 734 fő). A fővárost Debrecen (202 214 fő), Szeged (161 122 fő) és Miskolc (155 650 fő) követi a sorban (*KSH, 2018*).

2.2. A városi éghajlat tér- és időskálája, valamint a felszínt leíró mérőszámok

A funkcionális városfogalom értelmében egy település fejlettsége elsősorban az infrastruktúrája alapján mérhető, azaz például a leaszfaltozott utak hossza vagy az épületeket kiszolgáló közműellátottság szerint. A fejlett városokban tehát az épített infrastruktúra jelentősen meghatározza a felszínborítottság jellegét. *Angel et al. (2011)* tanulmánya szerint a városok által elfoglalt terület globális léptékű kiterjedése 2050-re közel a duplájára emelkedhet a 2000-es referenciaidőszakhoz képest (0,47%). Az érintett részekben a természetes és mesterséges felszínborítottság arányának drasztikus megváltozása a helyi éghajlati rendszer elemeinek korábbi állapotát is módosíthatja (*Comarazamy et al., 2013*).

A városi felszín és a meteorológiai elemek bonyolult fizikai kölcsönhatásai révén létrehozott jelenségek meghatározott tér- és időbeli tartományokhoz köthetők (*Oke et al., 2017*). A 2.2. ábra is illusztrálja azonban, hogy az egyes folyamatok méretéhez és élettartamához nem rendelhető hozzá szigorúan egy számpár, mivel azok állandó interakcióban vannak egymással. A mikro α és mezo γ osztályba sorolható városi karakterisztikák (*Orlanski, 1975*) és a nagyobb (szinoptikus vagy makro) skálájú képződmények (pl. frontok, ciklonok, anticiklonok) egymásra hatása a karakterisztikus méret növekedésével egyre inkább egyirányúvá válik (*Unwin, 1980*), de a mezoskálájú folyamatok még ekkor sem hagyhatóak figyelmen kívül (*Gaffen és Bornstein, 1988; Zhong és Yang, 2015*).



2.2. ábra Főbb városklimatológiai jelenségek és a hozzájuk tartozó karakterisztikus tér- és időskálák (Oke et al., 2017)

A Meteorológiai Világszervezet a városklimát olyan helyi éghajlatként jellemzi, ami a beépített terület és a regionális éghajlat kölcsönhatásaként jön létre (WMO, 1996). A regionális éghajlat alapvetően statikus tényezők (pl. földrajzi helyzet (szoláris klíma), domborzat, vízfelszín nagysága és az attól való távolság) eredőjeként határozható meg. Ezzel szemben a beépített terület mérete (pl. kiterjedés, lakossűrűség), szerkezete (pl. felszínborítás, felszíngeometria, építőanyagok) és aktivitása (pl. energiafelhasználás, vízfelhasználás, szennyezőanyag-kibocsátás) dinamikusan változik, a város vezetése által szabályozhatónak tekinthető (Unger és Gál, 2017).

Egy város éghajlatának megértéséhez az egyes felszíni elemeknek a különböző klímaraméterekre gyakorolt hatását is ismernünk kell. (Parece et al., 2016). A felszíni elemek legkisebb csoportját az utak, falak tetők és gyepek alkotják (2.1. táblázat) (Oke et al., 2017). Ezek a kb. 10 m-es karakterisztikus méretskálájú egységek a mikrocspadékok (pl. dór, harmat) mennyiségét, a hőtárolás vagy a sugárzási komponensek különbségeit alakíthatják. A következő osztály részei azok a térben elkülönülő felszínelemek (pl. családi házak, raktárak, fák), amelyek ugyan szintén kb. 100 m²-es területűek, azonban függőleges kiterjedéssel is rendelkeznek. A háromdimenziós természetüknél fogva akadályt képeznek a vízszintes légáramlás útjába, amivel a szélmező jelentős inhomogenitását eredményezhetik (Wever, 2012). A felszín érdekességének növekedésével a nedvesség, a hő, a momentum és a szennyezőanyagok turbulens kicserélődése is fokozottá válhat (Barlow, 2014). A mesterséges elemek mellett a településeken több-kevesebb egyedszámmal jelen lévő magányos vagy csoportos fák szerepét is ki kell hangsúlyozni, melyek az árnyékolás, a szennyezőanyag-megkötés és a fokozott látens hőkibocsátás révén hatékonyak a mikroklima alakításában (Santamouris, 2014).

Az utat és azt két oldalról határoló épületek által alkotott egységet városi kanyonnak (urban canyon – UC) nevezzük. Az átlagosan kb. 30 m×30 m kiterjedésű UC-t az épületek magasságának (H) és az út (vagy az épületek közötti tér) szélességének (W) arányával jellemezhetjük. A H/W az épületek árnyékolását és a falak vagy utak a rövid- és hosszúhullámú sugárzási komponenseinek nagyságát és így a közvetlen környezetük termikus komfortját is

módosítják (Ali-Toudert és Mayer, 2007). A szabályos (pl. háromszög, négyszög, sokszög) vagy nem szabályos struktúrába rendeződő UC-k kb. 0,5 km×0,5 km nagyságú együttese az ún. blokk (esetleg kis városrész, kerület). Speciális esetben egy hasonló kiterjedésű park, tó, bevásárlóközpont vagy ipari park is egy olyan blokk, ami különálló helyi klímával rendelkezik. A következő nagyobb (2 km×2 km) egység a lokális klímazónák (pl. magas/alacsony épületmagasságú, sűrűn/ritkán beépített zóna), melyek nagyobb városrészeket és zöldfelületeket foglalnak magukba (Stewart és Oke, 2012). Zónánként a meteorológiai állapothatározók hosszabb idő átlagában homogén eloszlásúak, de a változók szomszédos zónák közötti kölcsönhatása is megfigyelhető (Oke et al., 2017). A 2.1. táblázatban felsorolt egységek együttesen alkotják a város és szűkebb régiójának szerteágazó mezoklimáját.

2.1. táblázat A természetes és mesterséges eredetű városi egységek által befolyásolt klimatikus aljelenségek és a hozzájuk kapcsolódó horizontális méretskálák (Oke et al., 2017)

Egység neve	Beépített felület	Növényzettel és vízzel borított felületek	Befolyásolt városklíma aljelenség	Horizontális méretskála
Felület	Tető, fal, út	Levél, gye, tavacska	Árnyék, tárolt hő árama, harmat és dér	10 m×10 m
Önálló elem	Lakóépület, felhőkarcoló, raktár	Fa	turbulencia	10 m×10m
Kanyon	Városi kanyon	Fasor, kert, folyó vagy csatorna	Árnyék, kisléptékű cirkuláció, gyalogosok bioklimája	30 m×200 m
Blokk	Gyárépület, épületblokkok	Park, facsoportosulás, víztározó	Park klímája, gyarak okozta felhőképződés	0,5 km×0,5 km
Lokális klímazóna	Városcentrum, lakóövezet, ipari körzet	Zöldövezet, kisebb erdő, tó, mocsár	Városi cirkuláció, légszennyezettség	2 km×2 km
Város	Teljes városi terület	Városi (nagyobb) erdő	Hősziget jelenség, városi cirkuláció, nedvességi paraméterek	25 km×25 km
Város-régió	Város és az azt körülvevő vidék		Városi csóva, felhőborítottsági és csapadék anomáliák	100 km×100 km

Annak érdekében, hogy a Föld településeinek felszíngeometriája és annak klímamódosító hatása összevethető legyen, a geometriát jól meghatározott és kielégítő pontosságú két- és háromdimenziós mérőszámokkal kell közelíteni. A sugárzási (energetikai) folyamatokat és a légmozgást befolyásoló mutatók közül a következők a legfontosabbak (Oke, 1981; Raupach, 1992; Grimmond és Oke, 1999a; Erell et al., 2011):

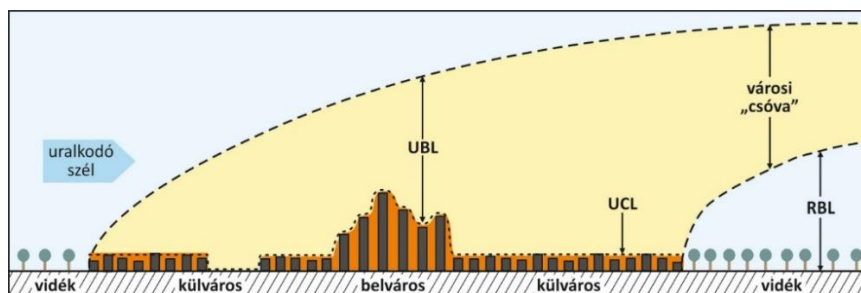
- *Zöldfelület aránya* (λ_v): növényzettel borított terület és a teljes vizsgált terület hányadosa.
- *Vízáteresztő felszínek aránya* (λ_p): vízáteresztő felszínnel borított területek és a teljes vizsgált terület hányadosa.
- *Vízzáró felszínek aránya* (λ_i): vízzáró felszínnel borított területek és a teljes vizsgált terület hányadosa.
- *Magasság és szélesség aránya* (H/W): két szomszédos függőleges elem átlagos magasságának (H) és a köztük lévő térrész (pl. utca) átlagos szélességének (W) a hányadosa.
- *A városi kanyon irányítottsága* (δ): A városi kanyon tengelyének északi iránytól vett távolsága fokban kifejezve.

- *Égboltláthatósági tényező (Sky View Factor – SVF, ψ)*: megadja, hogy egy adott pontban az égbolt mekkora része látható. Meteorológiai értelemben az adott pontból kiinduló sugárzási energiának azt a részét fejezi ki, ami a környező tereptárgyak által gyengítésre kerül. Az SVF 0 (a sugárzás teljes része elnyelődik a tereptárgyakon) és 1 (a sugárzás teljes része távozik az égbolt irányába) között változik.
- *Épületfelület aránya (λ_b)*: egy adott épület felületeinek (tető és falak) és a hozzájuk tartozó sík területek aránya.
- *Frontális felületek aránya (λ_f)*: egy adott területen lévő felszíni elemeknek a szél irányára merőleges függőleges felületének és a vizsgált terület teljes felületének az aránya.
- *Érdességi magasság (z_0)*: a felszín érdességével, a tereptárgyak vízszintes irányú légmozgásra gyakorolt súrlódási hatásával hozható kapcsolatba. Városokban általában a tereptárgyak magasságának 1/10-e, átlagosan 0,4–1,5 m (*Hanna és Chang, 1992; Bottema, 1997*).
- *Kiszorítási rétegvastagság (z_d)*: az a magasság a felszínhez képest, ami alatt a momentum turbulens árama zérus, azaz a turbulencia szempontjából a „tényleges” felszín ebbe a magasságba helyeződik át. Megközelítőleg a felszín érdességét meghatározó tereptárgyak magasságának 4/5-e (*Hansen, 1993*).

2.3. A városi légkör szerkezete

A troposzférának azt a részét, amelyre a felszín közvetlen hatást gyakorol (pl. érdesség, turbulens fluxusok), planetáris határrétegnek (*planetary boundary layer – PBL*) nevezzük. E réteg függőleges kiterjedésének határozott napi és éves menete van, amit elsősorban a felszínre érkező rövidhullámú sugárzás intenzitása határoz meg. A határréteget a momentum, a hő, a nedvesség és a szennyezőanyagok turbulens árama jellemzi. A városi határréteg (*urban boundary layer – UBL*) a PBL egy olyan altípusa, amit az összetett mesterséges felszínformák és a megváltozott helyi termikus tényezők egyaránt alakítanak (*Oke, 1995*).

Mivel a felszín rövidhullámú sugárzási mérlegét (és így a határréteg átlagos vastagságát) az aktuális szinoptikus helyzet nagymértékben befolyásolja, ezért az UBL időbeli menetét érdemes több esetre tárgyalni. Anticiklonális helyzetben, amikor gyenge a légáramlás és zavartalan a besugárzás, az UBL függőleges mérete elérheti a 2–3 km-t. A városközpont felett bekövetkező fel- és összeáramlás és az UBL tetejét lezáró inverzió mentén kialakuló szétáramlás létrehozza az ún. városi dómot (2.3. *ábra*). Éjszaka – a napsugárzás hiányában – az UBL összezsugorodik, a függőleges kiterjedése pár 100 m-re csökken. Ekkor a turbulens kicserélődés kevésbé meghatározó. A szélsébség növekedésével az UBL eltolódhat a város széllel szemközi irányába (azaz pl. ÉNy-i szél esetében DK felé), kialakítva az ún. városi toll alakzatot (*Oke, 1987*) (2.3. *ábra*). Viharos széllel, magas felhőborítottsággal, csapadék-tevékenységgel kísért frontok, ciklonok áthaladása idején a határréteg fejlettsége (így vertikális kiterjedése) csekély. Hasonló figyelhető meg ősszel, télen és a tavasz elején is, amikor az alacsony napmagasság miatt a besugárzás mértéke elmarad a nyári derült napokhoz képest (*Unger et al., 2012*).

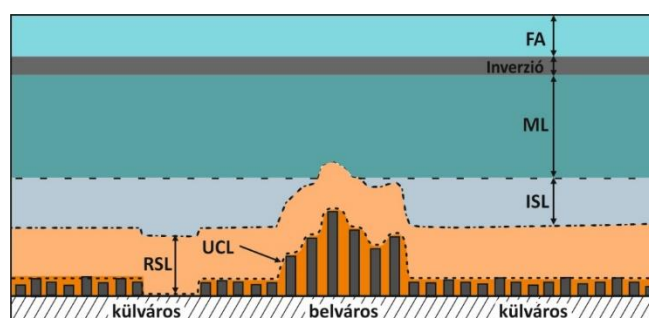


2.3. ábra A városi határréteg jellege erősebb alapáramlás esetén (Unger és Gál, 2017 alapján módosítva)

A fejlett (nappali) UBL-nek kb. 1/10 részét képezi a felszíni réteg (*surface layer* – SL), melyben a felszín érdességi elemeinek (pl. épületek, fák) a légáramlatra kifejtett súrlódása számottevő (Oke, 1987). Az SL további két alrétegre, az érdességi (*roughness sublayer* – RSL) és tehetetlenségi alrétegre (*inertial sublayer* – ISL) osztható (2.4. ábra). Az RSL, mint arra a neve is utal, az a réteg, amelyben a komplex felszínformák érdessége sajátos dinamikus turbulens örvényeket generál. Ez az alréteg az épületek átlagos magasságának (H) kb. 1,5–3-szorosáig, az ún. keveredési magasságig terjed (Oke et al., 2017). Az RSL-nek a felszíntől a H -ig terjedő részét városi tetőszint rétegnek (*urban canopy layer* – UCL) nevezzük (Oke, 1976). A felszín közelsége miatt az UCL az emberi tevékenységek (pl. közlekedés, épületek fűtése/hűtése, zöldfelületek locsolása) által leginkább érintett réteg.

A felszíni energia- és vízegyenleg tagjainak nagysága térben meglehetősen heterogén, így e mennyiségek turbulens fluxusai igen széles skálán mozoghatnak. Az UCL tetején (z_{UCL}) létrejövő markáns szélnyírás miatt e réteg a turbulens örvények keletkezésének egy kiemelt helyszíne (Barlow, 2014). Az ISL-ben a turbulens átkeverődés már annyira hatékony, hogy a nedvesség, a hőmérséklet és a momentum vízszintes különbségei teljesen eltűnnek, a változások csak függőleges irányban számottevők (Castillo et al., 2011). Jelenléte a városok felett nem magától értetődő, ugyanis gyakori, hogy az RSL az ISL ellenében terjeszkedik felfelé. Általában minél nagyobb a λ_b és a H , az RSL annál inkább felemészti az SL-t (Oke et al., 2017). Mindez persze azt is jelenti, hogy a vidéki részek felett (kicsi λ_b és H) az ISL többnyire megtalálható.

Az UBL maradék 90%-át a keveredési réteg (*mixing layer* – ML) alkotja (2.4. ábra). Ebben a rétegben már nemcsak a horizontális, hanem a vertikális gradiensek is csekélyek (Seibert et al., 2000). A turbulens örvények további emelkedésének az ML és a felette elhelyezkedő szabad légkör (*free atmosphere* – FA) közötti lezáró inverzió szab gátat, amely nem teszi lehetővé a magasabb szintek turbulens átkeverődését (Oke, 1987). Az éjszakára stabilizálódó UBL-ben a turbulencia határfokának drasztikus csökkenésével az ML „eltűnik”, a rétegek közül csak az RSL, esetenként az ISL marad meg (Oke, 1987).



2.4. ábra A városi határréteg szerkezete nappal (Oke et al., 2017 illetve Unger és Gál, 2017 alapján módosítva)

Az UBL-t azért volt érdemes külön tárgyalni a vidéki határrétegtől (*rural boundary layer* – RBL), mivel dinamikájában jól észlelhető eltéréseket mutat attól (Tapper, 1990; Dupont et al., 1999). „Ideális” időjárás idején az UBL mélyebb és fejlettebb, mint az RBL. Ez az érdességi elemek és a megváltozott termikus viszonyok okozta fokozott turbulens aktivitásnak köszönhető (Bowne és Ball, 1970; Roth, 2000). A maximális eltérés azonban éjjel figyelhető meg, amikor az RBL-ben a felszíni kisugárzás miatt inverzió alakul ki, lecseng a turbulencia, létrejön a stabil (éjszakai) RBL (Uno et al., 1992). Ezzel szemben a hőtöbblet miatt az UBL alsó 100–200 m-es rétege továbbra is instabil és turbulens marad (Angevine et al., 2003). Erősen felhős égbolt és nagy szélsébségek esetén a két határréteg közötti kontrasztok viszont nem mutathatóak ki egyértelműen (Quan et al., 2013).

2.4. A városi felszín légáramlásra gyakorolt hatása

A városi felszín nagyfokú érdességének következtében az UBL-t a szélsébség 5–30%-os csökkenése, valamint számottevőbb turbulenciakeltés jellemzi a környező vidéki területekhez képest (Oke, 1987). A felszín geometriai változói közül a H/W , a λ_b , a λ_f és a δ is meghatározó szereppel bír a lokális szélviszonyok alakításában. Xie et al. (2016) szerint az erősebb városi antropogén hőtermelés (pl. közlekedés, ipar) is elősegítheti a turbulencia intenzívebbé válását. A szélsébség mellett a szél irányának változásai is megfigyelhetők az UBL-ben. Észlelések alapján (Angell et al., 1973; Bornstein és Johnson, 1977; Draxler, 1986) a szélirány eltérése meghaladhatja a 10-20°-ot is.

A meglehetősen összetett áramlási képet mutató RSL-ben számos szabályszerűség is fellelhető. A 2.5. ábra a szélsébség függőleges eloszlását mutatja az RSL-ben és az ISL alsó részében. Látható, hogy a profil a z_{UCL} -ig kb. exponenciális alakot ölt, azaz:

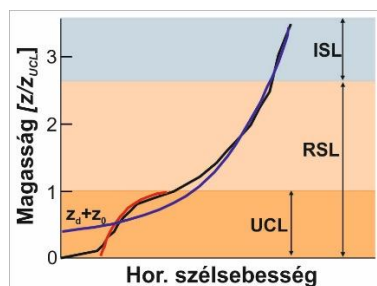
$$\langle \bar{u} \rangle_z = \langle \bar{u} \rangle_{z_{UCL}} \exp \left[a \left(\frac{z_{UCL}}{z} - 1 \right) \right], \quad (2.1.)$$

ahol $\langle \bar{u} \rangle_z$ a térben és időben átlagolt horizontális szélsébség egy adott z magasságban (m s^{-1}), $\langle \bar{u} \rangle_{z_{UCL}}$ a térben és időben átlagolt horizontális szélsébség a z_{UCL} magasságában (m s^{-1}), az a pedig Macdonald (2000) alapján megadható állandó. A legnagyobb függőleges gradiens éppen a z_{UCL} környékén tapasztalható, ami az ottani erős szélnyírásra és határozott mechanikai turbulencia keletkezésére utal (Kaster-Klein és Rotach, 2004; Christen et al., 2009). A megfigyelések azt is mutatják, hogy az UCL alsó felében ($z_{UCL}/z < 0,5$) a súrlódás okozta momentum-leadás a szélsébséget közel nullára redukálja, de e felett gyors ütemben növekedik a magassággal (Coceal et al., 2006).

Az ISL-ben a legfontosabb meteorológiai állapothatározók (pl. hőmérséklet, légnedveség, szélsébség) az erős átkeverődés miatt csak csekély mértékű vízszintes változásokat mutatnak (Castillo et al., 2011). Az UBL ezen régiójának neutrális rétegzettség esetén a szél a magasság szerint logaritmikusan növekszik (2.5. ábra) (Tennekes, 1973):

$$\bar{u}_z = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z - z_d}{z_0} \right), \quad (2.2.)$$

ahol \bar{u}_z az időben átlagolt horizontális szélsébség egy tetszőleges z magasságban (m s^{-1}), u_* a dinamikus sebesség (m s^{-1}), k a von Kármán-féle állandó ($k=0,4$).



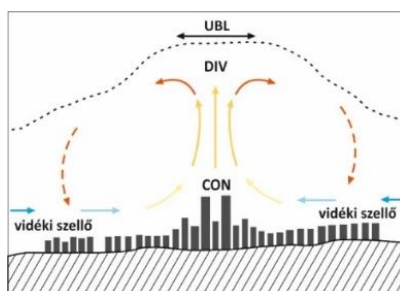
2.5. ábra A térben és időben átlagolt horizontális szélesség alakulása a felszíni rétegben. A piros (kék) görbe az elméleti exponenciális (logaritmikus) profilra, míg a fekete a megfigyelt értékekre utal (Oke et al., 2017)

Az ISL-ben a szélesség vertikális változására egy kitevős összefüggést (Counihan, 1975) is szokás alkalmazni, ami nem tartalmazza a „kényes” paramétereket (u^* , z_0):

$$\bar{u}_{z_1} = \bar{u}_{z_2} \left[\frac{z_1 - z_d}{z_2 - z_d} \right]^\alpha, \quad (2.3.)$$

ahol \bar{u}_{z_1} az időben átlagolt vízszintes szélesség egy z_1 szinten (m s^{-1}), \bar{u}_{z_2} az időben átlagolt vízszintes szélesség egy z_2 szinten (m s^{-1}), az α pedig a légkör stabilitásától is függő állandó.

A nagyvárosok területein időszakosan olyan rendezett, zárt cirkuláció is létre tud jönni, ami a települések és a környező vidék között bekövetkező termikus különbségekre vezethető vissza (2.6. ábra). A megfigyelések szerint erős (kb. $4\text{--}5 \text{ m s}^{-1}$ feletti) szinoptikus skálájú szélesség, túl gyenge (kb. $2 \text{ }^\circ\text{C}$ alatti) termikus kontraszt, valamint stabil rétegzettségű UBL valamelyikének fennállása esetén ez a városi hősziget cirkuláció (urban heat island circulation – UHIC) már nem tud kiteljesedni (Lee, 1979; Haeger-Eugensson és Holmer, 1999; Baik et al., 2007). Az UHIC összességében a városi levegő tisztulásához (a szennyezőanyagok advekcója a külterületek felé) és a humánkomfort javulásához (Rajogopalan et al., 2014; Fan et al., 2018) is hozzájárulhat.



2.6. ábra A fejlett nappali városi cirkuláció sematikus képe. A CON a szél konvergenciájára, a DIV a szél divergenciájára utal (Unger és Gál, 2017 alapján módosítva)

2.5. A városi felszín sugárzásra gyakorolt hatása

A városi felszín sugárzási mérlege (Q^*) a nettó rövidhullámú (K^*) és nettó hosszuhullámú sugárzás (L^*) előjeles összegével adható meg:

$$Q^* = K^* + L^*. \quad (2.4.)$$

Az városi felszínt tagoló UC-k adott (i) felületeire a sugárzási mérleg rövidhullámú bevétele a következők szerint alakul (Kusaka és Kimura, 2004; Kanda et al., 2005a; Oke et al., 2017):

$$K\downarrow_i = S_i + D_{sky_i} + D_{env_i}, \quad (2.5.)$$

$$S_i = S_{\perp_i} \cos \hat{\Theta}, \quad (2.6.)$$

$$D_{sky_i} = D_{sky_0} \psi_{i \rightarrow sky}, \quad (2.7.)$$

$$D_{env_i} = \sum_{j=1}^N (K\uparrow_j \psi_{i \rightarrow j}), \quad (2.8.)$$

ahol S_{\perp_i} az i felületre merőlegesen érkező direkt sugárzás ($W m^{-2}$), $\hat{\Theta}$ a felület dőlésszögétől és tájolásától, valamint a napmagasságtól és a Nap azimutjától függő szöge, D_{sky_i} az i felületre az égbolt irányából érkező diffúz sugárzás ($W m^{-2}$), D_{sky_0} az égbolt irányából a vízszintes felületre (tereptárgy általi) akadályozás nélkül érkező összes diffúz sugárzás ($W m^{-2}$), $\psi_{i \rightarrow sky}$ az i felületről megvalósuló égboltláthatóság, D_{env_i} az i felületre a környező felületekről érkező diffúz sugárzások összege ($W m^{-2}$), $K\uparrow_j$ a környező (j) felületekről visszavert rövidhullámú sugárzás ($W m^{-2}$), $\psi_{i \rightarrow j}$ az i felületről a környező (j) felületre történő rálátás mértéke. A diffúz tagok tehát a ψ „súlytényezők”-kel arányosak. A $\psi_{i \rightarrow sky}$ (és így a D_{sky_i}) például a falon történő felfelé haladással növekszik. Az UC talapzatán (terület az UC két fala között) a $\psi_{i \rightarrow sky}$ a falakkal való metszéspontban a legkisebb, míg a talapzat centrumában a legnagyobb (Harman et al., 2004b). A 2.8. egyenlet az UC egy karakterisztikus tulajdonságát, a speciális geometria által kiváltott többszörös sugárzásvisszaverődést hordozza (Aida, 1982).

A többszörös sugárzásvisszaverődés során a visszaverődések száma a H/W -vel arányosan növekszik, ami viszont a gyakoribb elnyelődésen keresztül az UC albedóját (α_{UC}) csökkenti (Oleson et al., 2008a; Fortuniak, 2008). Ennek következtében az α_{UC} kisebb, mint amire az egyes felületek α -jából és a reprezentált felületek méretéből következtetni lehet (Oke et al., 2017). Igaz továbbá az is, hogy a kanyonok belső terének összegzett α -ja csekélyebb a tetők értékeihez képest (Sailor és Fan, 2002).

Az UC tetszőleges felületének adott (i) pontjára a hosszuhullámú sugárzásbevitel ($L\downarrow_i$) (Kusaka és Kimura, 2004; Kanda et al., 2005a; Oke et al., 2017):

$$L\downarrow_i = L\downarrow_{sky_0} \psi_{i \rightarrow sky} + \sum_{j=1}^N (L\uparrow_j \psi_{i \rightarrow j}), \quad (2.9.)$$

ahol $L\downarrow_{sky_0}$ az égbolt irányából érkező hosszuhullámú sugárzás ($W m^{-2}$), $L\uparrow_j$ a környező (j) felületekről érkező hosszuhullámú sugárzás ($W m^{-2}$). A 2.9. egyenlet első tagja a „direkt” bevitel, a második pedig a visszaverődésekből származó rész. Az adott (i) pontba beérkező hosszuhullámú sugárzás túlnyomó része elnyelődik a felületen keresztül, ami lokális felszínhőmérséklet emelkedést okoz. Egy tetszőleges felület (i) pontjának hűlése az $L\uparrow_i$ nagyságával arányos (Oke et al., 2017). Mivel a $\psi_{i \rightarrow sky}$ a falak aljánál kicsi, ezért a hűlési potenciál ott a legcsekélyebb. Az α_{UC} -hez hasonlóan, az UC emissziója (ε_{UC}) és a H/W között szintén egyenes arányosság figyelhető meg (Harman et al., 2004b; Oleson et al., 2008a).

Az UC felszíneinek rövidhullámú sugárzási mérlegét annak δ -ja, az épületek árnyékoló hatása és a sugárzás csapdázódása szabályozza (Andreou, 2014; Qin, 2015; Oke et al., 2017). Az UC felületei közül általában a tető rendelkezik a legnagyobb napi $K\downarrow$ összeggel, hiszen annak korlátozatlan az égboltláthatósága ($\psi_{i \rightarrow sky}=1$) (Oke et al., 2017). Utána a talapzat következik a sorban, melynek $K\downarrow$ értékei a H/W -vel fordított arányosságban állnak (Arnfield, 1990). Legvégül az időszakosan nagy $K\downarrow$ -val rendelkező falakat lehet említeni.

Az UC-ben azoknak a felületeknek van alacsonyabb $L\downarrow$ értékük (tető és talapzat), amelyek a többszörös visszaverődésekből a legkevésbé részesülnek (ld. 2.9. egyenlet második tagja) (Oke et al., 2017). Az $L\uparrow$ értékeit kormányzó felszínhőmérséklet a $K\downarrow$ és az egyes felszínek fizikai paraméterei szerint módosul a nap folyamán (Kravenhoff és Voogt, 2007). Nappal a tető melegszik fel a leginkább (nagy $L\uparrow$), éjjel viszont a falak hűlnek le a legkevésbé (fokozott $L\uparrow$). Utóbbi a csökkentett égboltláthatóság és a csapdázódás eredménye, ami a falak kisugárzásának hatékonyságát és így az L^* egyre negatívabbá válását mérséklék (Oke et al., 2017). Az UC egyes felszíneinek Q^* összegeire a tehát a következő sorrend állítható fel: tető, talapzat, falak. A H/W arány emelkedése – az α_{UC} és az ε_{UC} korábban ismertetett változásain keresztül – a Q^* enyhe növekedését generálhatja (Masson et al., 2002).

Mivel a települések sugárzási folyamatai és kölcsönhatásai nemcsak az épületek szintjére korlátozódnak, ezért az áttekintést érdemes az UBL teljes egészére kiterjeszteni. A felszín irányába érkező sugárzásnak a városi szennyezőanyagokon (légköri aeroszolok; döntően 0,1 μm -nél kisebb méretű Aitken-részecskék) bekövetkező elnyelődése, visszaverődése és szóródása a felszíni sugárzásmennyiségre jelentős hatást gyakorol. A $K\downarrow$ és $K\uparrow$ aeroszolokon történő elnyelődése az adott rétegben lokális hőmérsékletnövekedést okoz. A hosszuhullámú tagoknál ($L\downarrow$, $L\uparrow$) fordított a folyamat: az effektív abszorpció effektív emissziót is jelent (ld. Kirchhoff-törvény), ami lokális hőmérsékletcsökkenést von maga után (Atwater, 1971). Az aeroszolok jelenléte – az előző két hatás eredőjeként – az erősen szennyezett légköri szintek kismértékű hűlését okozhatja (Chubarova et al., 2011).

Feltehető a kérdés, hogy a markáns légszennyezettség és a felszín eltérő tagoltsága képes-e a városi és vidéki nettó sugárzás között drasztikus eltérést ($\Delta Q^*=Q^*_{\text{város}}-Q^*_{\text{vidék}}$) létrehozni. A városi légszennyezettség okozta veszteségek miatt általában a $\Delta K\downarrow < 0$ (ahol $\Delta K\downarrow$ jelentése analóg ΔQ^* -éval), és a települések kb. 8–10%-kal kisebb α -ja okán a $\Delta K\uparrow > 0$ (de nagyobb pozitív, mint a bevételi tagnál), ezért a $\Delta K^* > 0$ (2.2. táblázat). Az antropogén aktivitástól és a felszín geometriájától függően, ez a differencia akár 20–30% is lehet (Arnfield, 2003).

A városi hőtöbblet általában az UCL-ben és az UBL magasabb szintjein is megfigyelhető, ezért mindkét magasságban melegebb a város, mint a környező vidéki területek (Oke, 1995). Ebből az következik, hogy a hosszuhullámú tagok különbségei negatívak, azaz $\Delta L\downarrow < 0$ és $\Delta L\uparrow < 0$ (nagyobb negatív, mint az első tag), ezért a nettó hosszuhullámok különbsége negatív ($\Delta L^* < 0$) (Christen és Vogt, 2004). A $|\Delta K^*|$ és a $|\Delta L^*|$ összevetése alapján $\Delta Q^* > 0$ (2.2. táblázat), összességében tehát a települések némileg nagyobb sugárzási bevétellel rendelkeznek, azonban ez a különbség többnyire nem szignifikáns, kb. 5% alatti (White et al., 1978; Offerle et al., 2006). Az antropogén hatásokon kívül a szinoptikus helyzet is egy számottevő faktor a sugárzási viszonyok alakításában (Oke, 1998). Általában a felhőborítottság növekedésével (főleg alacsony- és középszintű felhőzet jelenlétében) a $\Delta Q^* \rightarrow 0$ (Arnfield, 1982).

2.2. táblázat Az egyes sugárzási komponensek átlagos városi és vidéki értékei, valamint azok különbségei (Δ) Baselben 2001 szeptembere és 2002 augusztusa között (*Christen és Vogt, 2004*)

Sugárzási komponens	Város [W m^{-2}]	Vidék [W m^{-2}]	Δ [W m^{-2}]
K^\downarrow	132,3	132,2	0,1
K_\uparrow	-14,9	-28,9	14,0
K^*	117,4	103,3	14,1
L^\downarrow	318,6	322,3	-3,7
L_\uparrow	-378,6	-368,1	-10,5
L^*	-60	-45,8	-14,2
Q^*	57,4	57,5	-0,1

2.6. A városi felszín energiaegyenlegere gyakorolt hatása

A város felszín energiaegyenlege az alábbiak szerint adható meg:

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A. \quad (2.10.)$$

A 2.10. egyenlet bevételi tagját a nettó sugárzás (Q^*) és az antropogén hőáram (Q_F) jelenti, a kiadási tagok pedig a szenzibilis és látens hőáramok (Q_H és Q_E), az energiatárolás-változás (ΔQ_S) és az advektív energiaváltozás (ΔQ_A) (mindegyik tag W m^{-2} -ben értendő). A ΔQ_A általában a többi taghoz képest elhanyagolható ($\Delta Q_A \sim 0$) (*Oke et al., 2017*). Az összefüggés tagjai arra utalnak, hogy az energia áramlása sugárzással és konvekcióval történhet (a kondukciónak szerepe minimális) (*Unger és Gál, 2017*).

A felszín radiatív eredetű hőenergia-bevételét a közlekedés, az épületek hűtése és fűtése, az ipar működtetése vagy a metabolikus hőtermelés tovább fokozhatja, melyekre együttesen az energiaegyenleg Q_F tagja utal. A Q_F nagysága a város méretétől, lakosainak számától és térbeli eloszlásától, földrajzi fekvésétől és gazdasági helyzetétől függ (*Sailor, 2011*). A Q_F energiaegyenleghez való hozzájárulása az intenzív ipari negyedekkel rendelkező, magas földrajzi szélességen elhelyezkedő (nagy éves hőingás, kontinentális éghajlat) településeken, a hétköznapiak kora reggelein és késő délutánjain a legjelentősebb (*Dong et al., 2017; Varentsov et al., 2018*). Értéke igen széles skálán mozoghat: a legnagyobb népsűrűségű városokban maximuma $100\text{--}500 \text{ W m}^{-2}$ körül is tetőzhet (*Flanner, 2009; Allen et al., 2011*). A városmágtól távolodva a Q_F mérséklődik, a nem beépített területeken csak időszakosan lehet domináns (*Lindberg et al., 2013*). Több tanulmány is alátámasztotta (*Taha, 1997; Fan és Sailor, 2005; Bohnenstengel et al., 2014*), hogy az antropogén tevékenység következtében a városi hőtöbblet akár $2\text{--}3 \text{ }^\circ\text{C}$ is lehet.

A városi hőtöbblet (vagy hősziget jelenség) kialakulása szempontjából fontos kérdés, hogy a rendelkezésre álló hőenergia-mennyiség mekkora része képes a mesterséges felszínelemekben tárolódni, majd később távozni a felszínközeli légrétegekbe Q_H formájában (*Grimmond et al., 1991; Asaeda et al., 1996*). A ΔQ_S nagyságát a vizsgált térfogatelem termikus tulajdonságai (pl. hőkapacitás – C , hővezető-képesség – k , termikus diffúzitás – κ , hőátadási tényező – μ), nedvességi viszonyai és a környezetének geometriája (pl. H/W , λ_p) alakítja. A sűrűn beépített, magas épületekkel és szűk utcákkal (nagy H/W és λ_p) tagolt centrumok ΔQ_S -e általában számottevőbb, mint a város más részein (*Sugawara et al., 2001; Oke et al., 2017*). Az energetikai változók közül az μ gyakorol leginkább hatást a hőtárolásra. Definíció szerint nagy μ a ΔQ_S , kis μ az energiaegyenleg más komponenseinek dominanciájára utal (*Oke et al., 2017*). Az μ értékét (egyenest arányosságban) pedig elsősorban a vizsgált térfogatelem nedvességtartama változtatja (*Oke, 1982*).

Napfelkelte és kora délután között a $K\downarrow$ egyre növekvő tárolása ($\Delta Q_S > 0$) figyelhető meg. Később a légkör labilizálódik, ezért a tárolt hő egy része turbulens hőáramként (Q_H/Q_E -ként) távozik, a ΔQ_S szerepe tompul (Grimmond és Oke, 1999b). Naplemente után a ΔQ_S előjele megfordul, a besugárzási periódus ideje alatt tárolt hő Q_H -ként távozik, ami az alsóbb légrétegek melegítésére fordítódik (Grimmond és Oke, 1999b).

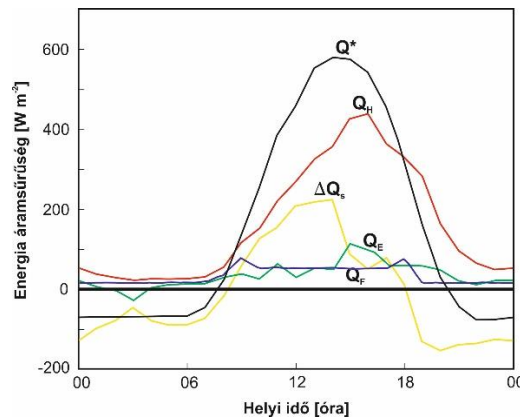
A turbulens fluxusok közötti relációt a felszín vízellátottsága dönti el (Fuchs és Tanner, 1967; Bitelli et al., 2008). Ha a felszín nedves, akkor a rendelkezésre álló energia nagyobb hányada a víz párologtatására fordítódik (a Q_E nő), azaz kevesebb jut a levegő felmelegítésére (kisebb Q_H). Száraz felszínre pedig a Q_H a nagyobb. Az adott terület meteorológiai értelemben vett vízellátottságának jellemzésére a Bowen-arányt ($\beta = Q_H/Q_E$) szokás alkalmazni (Bowen, 1926). A β általában 2,5–3 körül alakul a belvárosban, a nagyobb (kisebb) értékeket télen és tavasszal (nyáron és ősszel) mutatva (Christen és Vogt, 2004; Kotthaus és Grimmond, 2013). A külvárosban a felszín növényborítottságának növekedésével (fokozottabb árnyékolás és evapotranszpiráció) a β 1 körülire redukálódik (Goldbach és Kuttler, 2013).

Ahogy azt a korábbiakban kiemelttem, a sugárzási energiabevétel (Q^*) nagyságát leginkább az UC geometriája (δ , H/W , $\psi_{i \rightarrow \text{égbolt}}$) alakítja. Ez a megállapítás az energiaegyenleg különböző (nem sugárzási) komponenseire is érvényes (Nunez és Oke, 1977; Oke et al., 2017):

$$Q_{UC_{teteje}} = \frac{WQ_{talapzat} + H(Q_{fal1} + Q_{fal2})}{2H + W}, \quad (2.11.)$$

ahol $Q_{UC_{teteje}}$ egy tetszőleges energiaáram a kanyon tetejének (de nem a tetők) magasságában ($W \text{ m}^{-2}$), $Q_{talapzat}$ egy tetszőleges energiaáram a talapzaton ($W \text{ m}^{-2}$), Q_{fal} egy tetszőleges energiaáram a kanyon egyik falán ($W \text{ m}^{-2}$).

A H/W növelésével a kanyon belsejében az α_{UC} csökken, a rövidhullámú abszorpció és hosszuhullámú ε_{UC} növekszik (Harman et al., 2004; Fortuniak, 2008). Ennélfogva a $K\downarrow$ fokozott elnyelődése – különösen a nappali időszak első felében – a ΔQ_S -t az UC összes felületében növeli, ami viszont a rendszer Q_E és Q_H áramainak kiteljesedését gátolja (2.7. ábra). Később, ahogy a ΔQ_S tetőzik, a turbulens áramok relatív szerepe növekszik az energiaegyenlegben. Éjszaka azonban ismét a ΔQ_S kerül előtérbe: a mesterséges felszíneken nappal eltárolt hő a felszínről a magasabb légrétegek felé áramlik (Oke et al., 2017).



2.7. ábra Az energiaegyenleg egyes komponenseinek átlagos napi menete Marseille belvárosában 2001. június 4. és 11. között (Roberts et al., 2006)

A város-vidék felszíneinek energetikai összehasonlításában ($\Delta Q_x = Q_{x,város} - Q_{x,vidék}$) a ΔQ_F az év teljes részében pozitív (Lindberg et al., 2013). Hasonló állítás fogalmazható meg a ΔQ_H -ra is, ami tavasszal és nyáron a legnagyobb (Oke, 1982; Christen és Vogt, 2004). Nappal a Q_H mind a városban, mind vidéken pozitív (a felszíntől a légkör felé mutat). Éjjel ugyanakkor megfigyelhető, hogy míg a külterületeken a Q_H előjele megfordul, addig ez a nagy beépített-ségű részeken továbbra is ugyanolyan irányú marad, hozzájárulva a településen a léghőmérséklet lassabb és visszafogottabb csökkenéséhez (Rotach et al., 2005; Li et al., 2015).

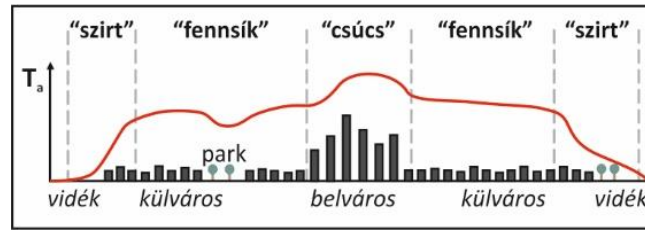
A ΔQ_E szinte mindig negatív, azonban ez a különbség a külváros irányába mérséklődik (növekvő λ_v , csökkenő λ_b) (Pearlmutter et al., 2005). A $|\Delta Q_S|$ a településeken egyértelműen nagyobb (kb. 2-3-szoros), azaz nappal jelentősebb a hőtárolás, éjszaka fokozottabb a hő kisugárzódása (Rotach et al., 2005). A természetes/mesterséges felszínek nedvességtartamának fokozódásával a Q_E nő, a Q_H csökken, a β csökken, a μ nő (utóbbi miatt az $|\Delta Q_S|$ is emelkedik). Következésképpen a város-vidék energetikai (és termikus) kontrasztja döntően a száraz időszakokban tud kiteljesedni (Cheng et al., 2014; Oke et al., 2017).

2.7. A városi felszín hőmérséklet-módosító hatása; a hősziget jelenségei

A városközpontoknak a környező vidéki területekhez viszonyított hőtöbblete már évszázadok óta dokumentált jelenség (pl. Howard, 1818; Kratzer, 1956; Chandler, 1965). Ez a hőtöbblet az UBL teljes egészében jelen van, jóllehet, a különböző részeiben eltérő éves és napi menetettel bír (Unger és Gál, 2017).

A városklíma szakirodalma négyféle hőszigettypust definiál (Arnfield, 2003). A felszín-alatti hősziget (*subsurface urban heat island* – UHI_{SUB} ; $\Delta T_g = T_{g,város} - T_{g,vidék}$) a város és vidéki terület között azonos mélységben mintavételezett talajhőmérséklet (T_g)-különbség. A felszíni hősziget (*surface urban heat island* – $SUHI$; $\Delta T_s = T_{s,város} - T_{s,vidék}$) a felszínhőmérséklet (T_s) különbsége a város és a vidék között. A tetőszinti hősziget (*canopy layer urban heat island* – UHI ; $\Delta T_a = T_{a,város} - T_{a,vidék}$) a felszín és a tetőszint magassága közötti rétegben mért léghőmérsékletek (T_a) kontrasztja. A z_{UCL} -től a határréteg tetejéig (z_i) terjedő réteg adott magasságában mért differenciát pedig határréteg-hőszigetnek (*boundary layer urban heat island* – $BLUHI$; $(\Delta T_a)_{z_{UCL} \rightarrow z_i} = (T_{a,város} - T_{a,vidék})_{z_{UCL} \rightarrow z_i}$) hívják.

A hősziget elnevezés Oke (1982) klasszikus T_a keresztmetszeti ábrája alapján jól értelmezhető (2.8. ábra). A vidék felől a belváros irányába haladva, a város peremén – a λ_b hirtelen növekedésével – a T_a nagy gradienssel rendelkezik, ezt nevezik „szirtnek”. Ezután egy lassabb ütemű emelkedés következik („fennsík”), amit a belváros környezetében ismét egy nagyobb, szigetszerűen elhelyezkedő izoterma-együttes vált fel. Itt található a T_a maximuma, ami a keresztmetszeti ábrán „csúcsként” jelenik meg. Ezt a szabályos menetet parkok vagy vízfelszínek (kicsi λ_b) szakítják meg, amelyek a T_a helyi mérséklődését okozzák (Unger és Gál, 2017).



2.8. ábra A léghőmérséklet eloszlása és a hozzá kapcsolódó hősziget-karakterisztikák egy várost átszelő keresztmetszet mentén (Oke, 1982 illetve Unger és Gál, 2017 alapján módosítva)

A városok felszínében tárolt hő napi ingása kb. a talaj felső 1 méterében feje ki a hatását. Nagyobb mélységekben (kb. 4-5 m) már a T_g éves ingása is csekély (Singh és Sharma, 2017), ott a talajba vezetődött sugárzási energia teljesen elgyengül. A talaj felső rétegeiben az UHI_{SUB} mintázata szoros összefüggést mutat a $SUHI$ izotermáival. A ΔT_g értékei ugyan kisebbek, mint a $SUHI$ -hoz tartozó ΔT_s maximumok, de a nagyvárosok alatt elérhetik a 4-5°C-ot is (Menberg et al., 2013; Zhu et al., 2015). Természetesen a T_g és a T_a között is felismerhető kapcsolat: a T_a változásaira a T_g – a talajok nagy C -je miatt – néhány órással késéssel reagál, ezért a T_a ismeretében a T_g előrejelezhető (Zheng et al., 1993).

A T_s értékei a településeken igen nagy térbeli különbségeket mutatnak az adott felszín mikroklimatikus környezetének függvényében (Voogt és Oke, 2003; Benali et al., 2012). A városi és vidéki felszíneinek T_s különbségei a városon belüli változékonyságot is meghaladhatják ($\Delta T_s > 10$ °C) (Oke et al., 1991; Zhou et al., 2014; Li et al., 2018b). A mesterséges felszínelemek kicsi α , C , k és nagy μ értékei kedveznek a magas (akár 50 °C feletti) T_s kialakulásának (Oke et al., 2017). A települések érdes felszíne és az UBL gyakori labilis rétegződése azonban a turbulenciakeltést erősítik, ami összességében korlátozza a T_s emelkedését. A T_s és egyes vegetációs indexek (pl. NDVI) közötti kapcsolat vizsgálata során megállapították (Yue et al., 2018; Karnieli et al., 2010), hogy a növényborítottság szintén mérsékelheti a T_s -t (ld. zöldtetők).

A fenti karakterisztikák eredőjeként a nappali ΔT_s – ideális feltételek mellett – 5–10 °C körül alakul (Hung et al., 2006; Clinton és Gong, 2013). Éjszaka a mesterséges anyagokból több hő sugározódik ki, mint amit a vidéki talaj lehetővé tesz (nagyobb városi $|\Delta Q_s|$), ezért a városokban a T_s jobban csökken, így a ΔT_s is mérséklődik (Hung et al., 2006; Azevedo et al., 2016). Kis napmagasság idején (pl. kora reggel) a magas épületek árnyékolása miatt a ΔT_s negatív is lehet, azaz ekkor a vidéki felszín gyorsabban melegszik.

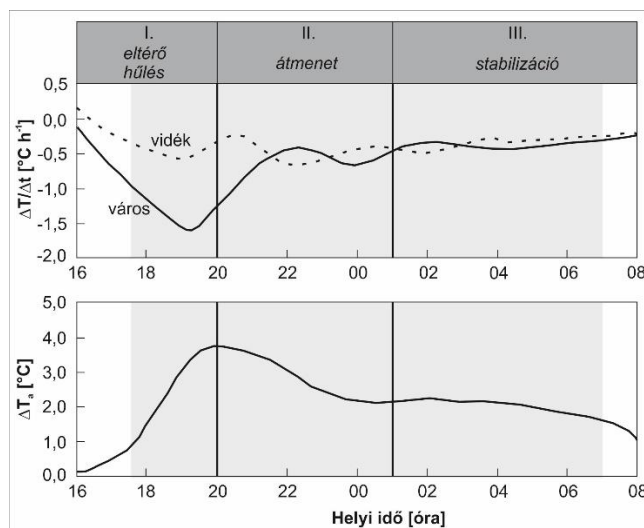
A szakirodalomban klasszikusnak számító UHI a $SUHI$ -hoz képest térben és időben kevésbé változatos. A legmagasabb értékei nem a nappali, hanem a sötét periódusra koncentrálnak (Oke, 1987). Földünk minden olyan településének van kimutatható UHI intenzitása (ΔT_a), ahol az antropogén behatás elegendően erős a felszín sugárzási és termikus tulajdonságainak módosításához (Oke, 1973). Ennek az alapja, hogy ugyan a Q^* -ban nincs jelentős különbség a városi és vidéki térrész között, de a rendelkezésre álló energiamennyiség hasznosítása merőben eltérő lehet (Oke et al., 1992; Wang et al., 2013).

A β és a $|\Delta Q_s|$ általában nagyobb a városokban, ami a megnövekedett nappali (éjszakai) hőtárolásra (hőkibocsátásra) és kis vízellátottságra utal (ld. 2.6. fejezet). Ezzel együtt kora délután a $T_{a_{város}}$ és a $T_{a_{vidék}}$ hozzávetőleg egyenlő, nincs számottevő termikus kontraszt (2.9. ábra). Ekkor az UBL és az RBL is labilis rétegzettségű, azaz a turbulens örvények könnyen legyőzik a nehézségi erőt. A Q_H és a Q_E árama nagy (előbbi inkább a városban, utóbbi vidéken), ezért ekkor a $\Delta Q_s/Q^*$ kicsi (Christen és Vogt, 2004). A sugárzási bevétel csökkenésével (napnyugta környékén) a labilitás is csökken, így a ΔQ_s a városokban újra dominálni kezd. A

besugárzás megszűnésével a T_s gyors csökkenésnek indul, majd fokozatosan $T_s < T_a$ alakul ki. Emiatt a ΔQ_s előjele megváltozik, a nappal eltárolt hő Q_H -ként az alsó légrétegek melegítését segíti elő. Ez a folyamat különösen a sűrűn beépített területeken érvényesül, ezért a T_a hűlési üteme a természetes felszínnek felett sokkal intenzívebb, ami miatt ΔT_a egyre nagyobbá válik (2.9. ábra; I. szakasz) (Haeger-Eugensson és Holmer, 1999; Gedzelman et al., 2003).

A ΔT_a maximuma napnyugta után néhány órával jelentkezik, amikor ez az érték akár az 5 °C-ot is meghaladhatja (Theeuwes et al., 2017). Ahogy a ΔQ_s csökken az éjszaka során, úgy a városi T_a süllyedése is intenzívebbé válik. Ekkor a hűlési ütemek közelíteni kezdik egymást, tehát a ΔT_a csillapodik az éjszaka végére (Haeger-Eugensson és Holmer, 1999) (2.9. ábra; III. szakasz).

Napfelkelte után a Q^* pozitívba vált át és elkezd növekedni, ami a vidéki területeken hamarabb következik be, így ott a T_a emelkedése a kora reggeli órákban fokozottabb. Ekkor a kezdeti alacsony napállás miatt a magas épületek árnyékot vetnek, melynek időtartama és pozíciója a δ és a H/W a függvénye (Fortuniak, 2008). Tovább erősíti ezt a hatást a városok magas μ értéke, ami a Q^* -ot eleinte a ΔQ_s -be építi (Oke et al., 2017). Ekkor tehát (nagy λ_b és H/W mellett) a T_a kisebb lehet az UC belsejében, mint vidéken, így – akárcsak a ΔT_s esetében – a ΔT_a rövid időre negatívvá válhat (Memon et al., 2009; Yang et al., 2017). Később (néhány órával a helyi dél előtt) a turbulencia erősödni kezd (a ΔQ_s gyengül), a városi T_a felzárkózik a vidéki érték mellé (a ΔT_a tehát 0 °C körül mozog) (2.9. ábra).



2.9. ábra A hűlési/melegedési ütem ($\Delta T/\Delta t$) és az UHI intenzitásának átlagos menete 16 és 8 óra helyi idő között Göteborgban. A szürke sáv az éjszakai periódust jelzi, a római számokkal pedig az UHI tipikus fejlődési szakaszait jelöltem (Haeger-Eugensson és Holmer, 1999 alapján módosítva)

Az UHI kialakulásának és erősödésének szempontjából az anticiklonális időjárás kedvező, ami közepes földrajzi szélességeken a különösen nyári hónapok jellemzője (Oke, 1982; Morris és Simmonds, 2000). A többi évszakban a ΔT_a általában 0 °C közelében marad (Klyzik és Fortuniak, 1999; Fenner et al., 2016). A meteorológiai változók közül a ΔT_a -ra leginkább a felhőborítottság és a szélsébség gyakorol hatást (Runnals és Oke, 2006). A (gomolyos) felhőzet mennyiségének növekedése a nappali felmelegedést (a $K\downarrow$ -t) és az éjszakai lehűlést (az $L\uparrow$ -t) mérsékli, ami összességében gyengíti az UHI-t (Oke, 1998; Oke et al., 2017). A szélsébség növekedése szintén a fejlődő UHI ellen hat (Unger et al., 2012). Morris et al. (2001) szerint 7-8 okta felhőborítottság esetén a szélsébség növekedése nem változtat szignifikánsan a ΔT_a -n. Fordított esetben pedig kb. 5 m s⁻¹ az a határérték, ami mellett a felhőborítottság

növekedése már nem vesz részt a kontraszt alakításában. A települések geometriai és termikus tulajdonságain, valamint időjárásán kívül a vizsgált város-vidék területegyüttes domborzata, talajállapota, antropogén aktivitása és szoláris tényezők is lényegesek a ΔT_a alakításában (Unger *et al.*, 2012).

A hősziget jelenség egyik következménye, hogy a sűrűn beépített városi részeken igen nagy lehet a lakosságra nehezedő hőterhelés (Matzarakis és Endler, 2010; Müller *et al.*, 2014). A nagyfokú hőterhelés és szennyezőanyag-koncentráció miatt (pl. PM_{2,5}) a légúti és kardiovaszkuláris megbetegedések száma magas (El-Fadel és Massoud, 2000). Egy hőhullámmal terhelt időszakban az UHI akár a halálozási ráta szignifikáns emelkedését is okozhatja a leginkább veszélyeztetettek (pl. idősek, gyerekek, krónikus betegek) körében. Megfigyelések azt is igazolták, hogy az UHI miatt a városok ökoszisztémája is megváltozik: meghosszabbodik a vegetációs periódus, csökken a biodiverzitás és nő az invazív fajok száma (Zipper *et al.*, 2016).

A BLUHI definíciójából leszűrhető, hogy a ΔT_a (vagy sokszor $\Delta \Theta$) a város és vidék eltérő függőleges hőmérsékleti gradienséből származhat, ami rendszerint a Q_H területi inhomogenitásaira vezethető vissza. Az UBL hőmérséklettöbblete emellett a hosszú- és rövidhullámú sugárzás aeroszolrészecskéken való elnyelődéséből, majd hőként történő kisugárzásából is származhat (Atwater, 1971). Az UBL és az RBL közötti ΔT_a előbbi gyengén labilis, utóbbi neutrális vagy gyengén stabilis rétegzettség esetén maximális (Sedefian és Benett, 1980). Mindezek miatt – az UCL-ben mért hőszigethez hasonlóan – a ΔT_a éjjel pozitív (a magassággal mérséklődik, helyenként negatívba vált át), nappal azonban jórészt 0 °C körüli (Tapper, 1990; Martilli, 2002). Gyenge légáramlat esetén a BLUHI legnagyobb intenzitásai a sűrűn beépített területek felett figyelhetők meg (Q_H arányos a λ_b -vel). Erősebb szinoptikus skálájú szél ugyanakkor a teljes UBL-t és így a maximális $\Delta T_a/\Delta \Theta$ helyét is „elfújhatja” a város széllel szemközti irányába (Oke, 1987; Oke *et al.*, 2017).

2.8. A városi felszín felhőzetre és csapadéokra kifejtett hatása

Több megfigyelés is arra utal (Angevine *et al.*, 2003; Moriwaki *et al.*, 2013), hogy a települések széllel szemközti („lee”) részein a felhőborítottság és a felhőalap magassága is nagyobb a vidéki részekhez viszonyítva, amihez a megnövekedett számú felhőképző mag és a fokozott turbulenciakeltés is hozzájárul. Az instabil UBL, a fejlett cirkuláció – elegendő nedvesség esetén – kedvez az alacsonyszintű (konvektív) felhőzet képződésének (Tumanov *et al.*, 1999; Inoue és Kimura, 2004). Ez összecseng azon mérései (Rose *et al.*, 2008; Halfon *et al.*, 2009; Schlünzen *et al.*, 2010) és modellezési (Baik *et al.*, 2001; Mölders és Olson, 2004; Schmid és Niyogi, 2017) eredményekkel, amelyek megállapították, hogy a város lee oldalán hullik a legtöbb konvektív csapadék.

Nagyvárosokban a konvekcióhoz köthető zivataros kísérőjelenségek is gyakrabban fordulhatnak elő. A METROMEX mérési expedíció idején heves kifutószél, villámlás és jég hullás is nagy számban alakult ki St. Louis (USA) széllel szemközti részein (Changnon, 1979). Bornstein és Lin (2000) megfigyelései szerint az Atlanta irányába érkező zivatarcellák a megnövekedett érdesség torlasztóhatása miatt a város felett két részre szakadtak. Niyogi *et al.* (2011) pedig radarreflektivitás értékek elemzésekor az Indianapolis előtt szétbomlott csapadéktömb város utáni (kb. 50 km-rel) újboli felerősödését és a régi cellával való összeolvadását figyelte meg.

A hó mennyiségével foglalkozó vizsgálatok eredményei igen ellentmondásosak. A legtöbb kutatás mégis azt sugallja, hogy a városokban lehulló hó vastagsága kisebb, mint vidéken (Changnon, 2003; Perryman és Dixon, 2013). Ez egyrészt a melegebb UBL-ből (Huff és Changnon, 1986) és a jégképző magvak (pl. AgI) nagyobb koncentrációjából (Borys et al., 2003) következhet.

A magas városi aeroszolkoncentráció csapadéokra gyakorolt hatása szintén ambivalens. Abban viszont nagy az egyetértés a kutatások között, hogy a nagyobb ipari létesítmények, erőművek közelében a feltételek (pl. nagyobb aeroszolkoncentráció és nedvességtartalom) kiválóak a gomolyos felhőzet képződéséhez (pl. Fumulus), valamint a folyékony és szilárd halmazállapotú csapadék mennyiségének fokozódásához (McGrane, 2016).

2.9. Lokális klímazónák

2.9.1. A lokális klímazónák rendszere és alkalmazási lehetőségei

A városklíma kutatások kezdete óta az UHI intenzitásának kiszámítása egy vagy több városi és vidéki szinoptikus meteorológiai állomáson mért hőmérsékletek különbségén alapul (Howard, 1818; Kratzer, 1956). Ugyanakkor felvetődik a kérdés: melyik állomás környezete tekinthető városinak vagy vidékinek? Vajon minden témában jártas kutató ugyanazt érti-e város vagy vidék alatt? Ha nem, akkor okozhat-e ez következtetlenségeket egyes analízisekben és a különböző kutatások összehasonlítása során? Stewart és Oke (2006) fenti kérdésekre adott válaszaiból az szűrhető le, hogy a klasszikus értelemben vett város-vidék termikus kontraszt meghatározásán alapuló vizsgálatok eredményei sok esetben félreértésre adhatnak okot, hiszen nem definiálják, hogy mit értenek vidéki vagy városi referenciaállomás alatt (metaadatok hiánya). Továbbá a fejlődő régiókban (pl. Délkelet-Ázsia) a városi és vidéki területek nehezen különíthetők el, hiszen a települések rohamosan terjeszkednek, így egy adott mérőállomás „státusza” akár rövid idő alatt is megváltozhat.

Oke (2006) ezért azt javasolta, hogy klasszikus UHI definícióban megjelenő város és vidék fogalmakat érdemes lenne kvantitatív mérőszámokkal ellátni. Erre már több kísérlet is született korábban (Chandler, 1965; Auer, 1978; Ellefsen, 1991; Wilmers, 1991; Oke, 2004; Loridan és Grimmond, 2011), azonban ezek egyrészt nem tartalmazták a helyi klímát meghatározó összes szempontot, másrészt a vidéki területekről sem nyújtottak elegendő információt, így nem alkalmazhatóak univerzálisan bármely urbánus régióra (Stewart és Oke, 2012). Oke (2006) szerint egy városi mérőállomás környezetét négy tulajdonsággal kell jellemezni: az épületek struktúrája (pl. H és W), a felszínborítottság (pl. a λ_b , λ_v , λ_p és vízfelszín relatív aránya – λ_w), a felszín anyaga (pl. sugárzási tulajdonságok) és a metabolizmus (az emberi tevékenység révén megjelenő víz, hő és szennyezőanyag kibocsátások). Az első tulajdonságcsoprt elsősorban az áramlási viszonyok szempontjából fontos, utóbbiak pedig inkább a sugárzási és nedvességi folyamatokat befolyásolják (Oke, 2006).

A városi klímazónák rendszere (Urban Climate Zones – UCZ; Oke, 2004) a fenti kritériumok többségét tartalmazza (pl. érdességi osztály, H/W , λ_i), és ezzel összesen hét osztályt különít el. Az UCZ-osztályozást továbbfejlesztésével Stewart és Oke (2012) létrehozta a lokális klímazónák (Local Climate Zones – LCZ) koncepcióját. Az LCZ-alapú osztályozás 17 zónát tartalmaz. Az első 10 zóna a beépítettségi jellegek, a további hét a természetes felszíntípusok által létrehozott különböző helyi éghajlatokra reflektál. E rendszer – további négy tulajdonságon keresztül (b – lombtalan fa, s – hóval borított felszín, w – nedves talaj, d – száraz

talaj) – a felszín állapotát is minősíti. Az egyes kategóriák elkülönítése a felszín geometriai, termikus és sugárzási tulajdonságai szerint történhet (ld. *Függelék: A1a és A1b. táblázatok*).

Az LCZ betűszóban a lokális tag arra utal, hogy minden egyes zónának minimum (maximum) 10 000 m²-es (néhány km²-es) kiterjedésű, az adott kategóriára nézve homogén területet kell reprezentálnia. Ez azért lényeges, mert a T_a -t mintavételező városklimatológiai mérőállomások forrásterülete – gyenge advekció esetén – hozzávetőleg ekkora térrésszel egyenértékű (Oke, 2004).

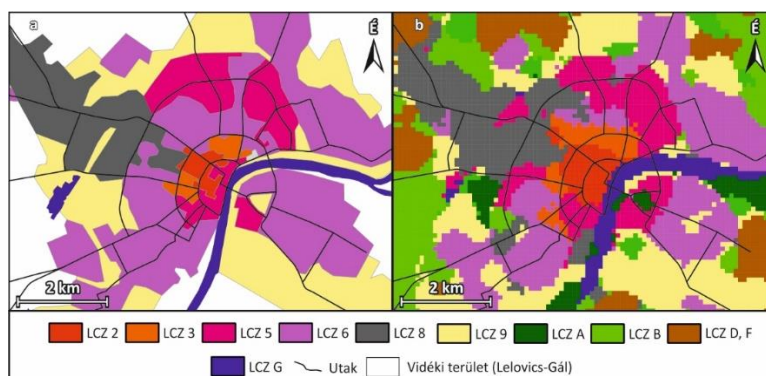
Egy adott meteorológiai állomás környezetének LCZ-k szerinti besorolása három lépésben valósulhat meg (Stewart és Oke, 2012). Az első a metaadatok gyűjtése, amikor távérzékelési (pl. műholdkép, légifotó) és felszínhasználati adatok, valamint épületadatbázisok felhasználásával az LCZ-hez tartozó mérőszámok meghatározásra kerülnek. Második lépésben az állomáson megfigyelt állapothatározók forrásterületeit kell felmérni. Alapvető elvárás, hogy a forrásterület és a mérőállomás azonos LCZ-be essen, ezért nem szerencsés, ha egy műszeregység két zóna határán helyezkedik el. Végül pedig a rendelkezésre álló információk alapján az állomáshoz legjobban illő LCZ-t kell megállapítani. A városi felszín nagyfokú inhomogenitása miatt a zónák összemosódhatnak, így ilyenkor célszerű vegyes kategóriákat (pl. LCZ 6A – nyitott-alacsony sűrűn elhelyezkedő fákkal) definiálni (Stewart és Oke, 2012).

Az LCZ-osztályozás előnyeit felismerve jött létre a WUDAPT- (*World Urban Database Access Portal Tool*) projekt (Bechtel et al., 2015), mely a Föld különböző (nagy)városainak LCZ-k szerinti klasszifikációjára vállalkozott. A folyamat önkéntes, általában az adott település városklimával foglalkozó kutatóinak a bevonásával történik. Az osztályozás mechanizmusa viszonylag egyszerű és ingyenesen hozzáférhető adatok felhasználásával történhet. A WUDAPT-módszer három szintet különböztet meg (Bechtel et al., 2019). A 0. szintben műholdas adatok (pl. Landsat, Google Earth) és térinformatikai eszközök alkalmazásával megfelelő pontosságú, keresztvalidációval ellenőrzött LCZ-térképek készülnek el. Az 1. szint az LCZ-khez kapcsolódó paraméterek meghatározását célozza meg. A 2. szintben pedig az egyes épületek és szűk környezetük humánkomfortjáról, energetikai viszonyairól, vagy az utcaszint szennyezettségéről szükséges információt gyűjteni. A 0. szint LCZ-térképei 2019 közepén Európa teljes egészére (Demuzere et al., 2019) és számos más kontinens nagyvárosaira is elérhetőek voltak. Az így elkészített LCZ-térképek nemcsak a mérőállomások környezetének osztályozását segítik, hanem a numerikus modelleknek felhasználóinak is megfelelő pontosságú felszínhasználati adatbázist biztosítanak a városi léptékű vizsgálatokhoz (Bechtel et al., 2019).

2.9.2. A lokális klímazónák térbeli eloszlása Szegeden

Szeged LCZ-adatbázisát a Lelovics–Gál-módszer alapján határozták meg (Lelovics et al., 2014). Az eljárás Szeged háromdimenziós épületadatbázisán (Gál és Unger, 2009), RapidEye műholdképen és a CORINE (*Coordination of Information on Environment*) felszínhasználati adatbázison (Bossard et al., 2000) nyugszik. Az alapértelmezett mérőszámok (A1a és A1b. táblázatok) közül hét került specifikálásra, a Q_F , a H/W és a μ alapértelmezett értékei változatlanok maradtak. A többlépcsős folyamat után elkészülő szegedi LCZ-térkép (2.10a. ábra) hat városi típust különböztet meg, melyek összterülete 46,5 km². A legnagyobb területet az LCZ 6 (19,63 km²) és az LCZ 9 (15,32 km²), míg a legkisebbet az LCZ 2 (0,63 km²) és az LCZ 3 (0,67 km²) fedi le.

Az LCZ-osztályozást a WUDAPT-projekthez köthető Bechtel-módszerrel (Bechtel et al., 2015) is elvégezték (2.10. ábra). A Lelovics–Gál- és a Bechtel-módszer abban tér el egymástól, hogy míg előbbi az LCZ-paraméterekből következtet az osztályok térbeli eloszlására, addig utóbbi erősen támaszkodik a felhasználó helyismeretére és precizitására. Emiatt a Bechtel-módszer a városon kívüli területeken kielégítő pontossággal alkalmazható, azonban a heterogén felszínek osztályozása nagyobb hibalehetőséget hordoz magában (Unger és Gál, 2017). A 2.10b. ábra is jól mutatja, hogy mindezek ellenére a két módszerrel elkészített szegedi LCZ-térképek összességében csak kis különbségeket mutatnak.



2.10. ábra A Lelovics–Gál- (a) és a Bechtel-módszerrel (b) meghatározott LCZ-k térbeli eloszlása Szegeden (Unger és Gál, 2017 alapján módosítva)

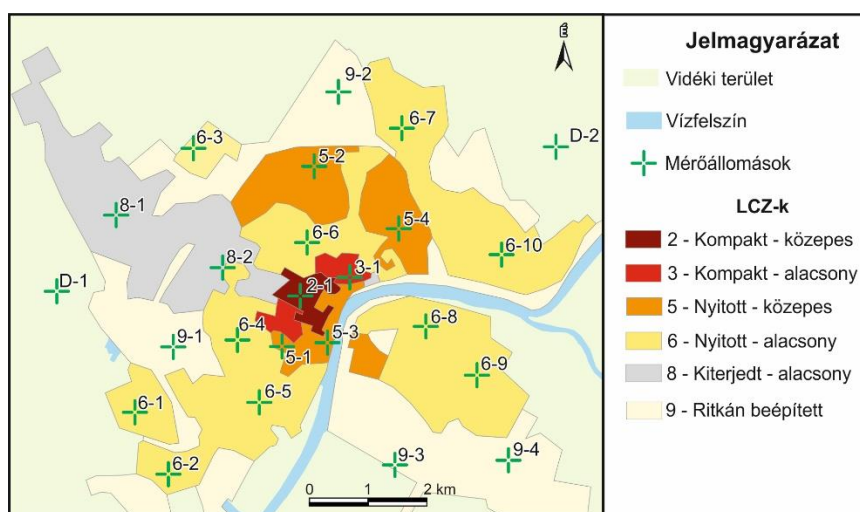
2.9.3. A lokális klímazónákon alapuló szegedi városklíma mérőhálózat

A városi felszín összetettsége miatt a T_a eloszlása térben és időben igen változékony, ezért csupán egy városi és vidéki meteorológiai állomáspár mérései nem adnak pontos képet a település termikus állapotáról (Oke, 2006). Ezt felismerve, 1977 és 1981 között egy 10 tagból álló állomáshálózat létesült Szegeden a T_a , a légnedvesség és a csapadék mérésére (Unger, 1997). 1998-ban az egyetemi épület mellett egy új mérőállomást helyeztek üzembe, ami az OMSZ (Országos Meteorológiai Szolgálat) Bajai úti (külvárosi) szinoptikus állomásával kiegészülve biztosította a ΔT_a számszerűsítését (Unger és Gál, 2017). A részletes térbeli adatgyűjtés céljából a 1999–2000-es és 2002–2003-as időszakokban a T_a -ra és a légnedvességre (csak a második időszakban) irányuló megfigyelések zajlottak. Az expedíciók során gépjárművekre helyezett szenzorokkal a ΔT_a térbeli eloszlásáról és előre kijelölt útvonalak mentén kirajzolódó keresztmetszetről gyűjtöttek információkat (Unger et al., 2001; Unger et al., 2003). 2008 augusztusában pedig légi (repülővel) és felszíni (hőkamerával és gépjárművel) mintavételezéssel igyekeztek Szeged különböző felszínborítottságú részeire a T_a és a T_s közötti kapcsolatot jellemezni (Unger et al., 2010).

Egy nemzetközi projekt (URBAN-PATH Project, 2014) segítségével 2014-ben egy újabb városklíma mérőhálózat épült ki Szegeden (2.11. ábra). A 22 városi és 2 vidéki mérőpont helyei a Lelovics–Gál-módszerrel létrehozott LCZ-osztályok szerint kerültek kiválasztásra. A kijelölés során fontos szempont volt, hogy minden LCZ-ben legyen olyan állomás, mely reprezentatív az adott LCZ termikus viszonyaira, illetve az adott LCZ-ben lévő állomások száma legyen arányos azok méretével (Lelovics et al., 2014). Egyéb technikai szempontokat (pl. áram- és internetellátás, garázdaság elleni védelem) is figyelembe kellett venni a telepítés során, ezért a városi mérőműszereket 4 m-es magasságba, villanyoszlopokra helyezték fel. Ezzel az áramellátást és az illetéktelenek elleni védelemet biztosították, miközben a méréseknek a szabványos (2 m-en mért) adatokkal való összevetése sem sérült.

A T_a és a relatív nedvesség (RH) mintavételezését Sensirion SHT25 szenzorok biztosítják, melyeket 220×310 mm-es sugárvédő ernyők vesznek körül. A T_a (az RH) 10–60 °C (10–90%) tartományban 0,2 °C (1,8%) pontossággal mérhető. Az adatgyűjtést microSD kártyák, az adattovábbítást pedig GPRS/EDGE/3G modemek látják el. Áramkimaradás esetén a folyamatos működést akkumulátorok teszik lehetővé (Skarbit *et al.*, 2017). Az adattovábbítás után a központi szerverre érkező adatok 10 perces időbeli felbontásban állnak rendelkezésre az automatikus vagy egyéni adatfeldolgozáshoz. Jelenleg közel ötéves adatsor használható a méréseken alapuló vizsgálatokhoz, valamint a modelleredmények verifikációjához.

Napjainkban a világ egyre több nagyvárosában hoznak létre városklimatológiai célokat kielégítő mérőhálózatokat (pl. Birmingham – Warren *et al.*, 2016; Milánó – Curci *et al.*, 2017; Helsinki – Koskinen *et al.*, 2011; Rotterdam – van Hove *et al.*, 2015; Tokyo – Matsumoto *et al.*, 2017), de hazánkban – Budapest mellett (öt tagú hálózat) – egyelőre csak Szegeden létesült ilyen.



2.11. ábra A második szegedi városklíma mérőhálózat állomásainak térbeli eloszlása (Unger és Gál, 2017 alapján módosítva)

3. Numerikus modellek, a városklíma vizsgálatának hatékony eszközei

3.1. A legelterjedtebb mintavételezési lehetőségek a városi környezetben

A komplex városi felszín által módosított meteorológiai állapotathatározók tér- és időbeli eloszlása meglehetősen összetett, így a mintavételezésük során számos tényezőt kell figyelembe venni. A legtradicionálisabb módszer az UCL-ben elhelyezett (fix) szinoptikus állomások mérésein alapul, mellyel legtöbbször az 1–2 m-es magasságban előforduló T_a és RH határozható meg. Az állapotathatározók nagyfokú heterogenitása miatt célszerű minél több mérőpontot elhelyezni az urbánus területeken. A helyszínek kijelölésénél számításba kell venni, hogy – átlagos légköri viszonyok mellett – egy mérés akkor reprezentatív, ha az állomás pár 100 m-es környezetének felszínborítottsága homogén (Oke, 2006).

Rövidebb idejű terepi felmérés során gépjárműre, kerékpárra vagy akár kisméretű repülőgépre telepített műszerek megfigyelései is reális alternatívát jelenthetnek. Ilyenkor elsősorban a hőmérséklet és a nedvesség keresztmetszeti profiljairól kapható információ (Sun et al., 2009; Unger et al., 2010).

Az UBL turbulens áramainak megfigyelése fix telepítésű mérőtornyokon különböző magasságokban elhelyezett precíz műszerekkel (pl. ultraszónikus anemométer, infravörös gázanalizáló) történhet. Fontos szempont, hogy a tornyok magasságának el kell érnie az ISL szintjét. Mivel a mérőtornyok kihelyezése technikailag meglehetősen nehézkes és költséges, ezért ezeket gyakran rádiószondás mérésekkel (rögzített vagy rögzítettlen ballon) próbálják kiváltani (Businger et al., 1996; Oke et al., 2017).

Az elmúlt évtizedekben az aktív és passzív távérzékelésen alapuló mérések (pl. műhold, radar, SODAR, LIDAR, wind profiler) egyre nagyobb teret hódítottak a városklimatológiai kutatásokban (Voogt és Oke, 2003; Oke et al., 2017). A távérzékeléses technikával térben folytonos mérések is végrehajthatók, azonban kedvezőtlen időjárási helyzetben (pl. nagy felhőborítottság) a megfigyelések minősége jelentősen torzulhat, ami az idő- és térbeli lefedettséget túlságosan csökkentheti (Zhou et al., 2019). Ez az eljárás döntően a T_s (Rozenstein et al., 2014), valamely nedvességi karakterisztika (Wood és Hartmann, 2006) vagy az aeroszolak mennyiségének (Kloog et al., 2011) megállapítására alkalmas.

A szennyezőanyag-terjedés és a légáramlatok vizsgálatának lehetséges módjai közé sorolhatók azok a fizikai modellek, amelyek laboratóriumi körülmények között közelítik a valóságot. Ilyenek például a szélcsatornás kísérletek, ahol egy adott kiterjedésű épületgyűjttest és az ahhoz kapcsolódó fizikai folyamatokat miniatürizálják. Eközben törekednek arra, hogy a geometriai, dinamikai (Reynolds-szám beállításával) és termikus hasonlóságokat megőrizték (Ahmad et al., 2005; Gromke, 2011). A szélcsatornában zajló kísérletek eredményei hozzájárulhatnak a mikroskálájú modellek fejlesztéséhez és verifikációjához (Oke et al., 2017).

Az empirikus (statisztikai) modellek kettő vagy több megfigyelt paraméter között állítanak fel kapcsolatot a statisztika eszköztárának felhasználásával (Bottlyán et al., 2005; Hoffmann et al., 2012). Ezen modelleket általában regressziós összefüggések alkotják, melyek gyors számítást és könnyű alkalmazhatóságot szavatolnak. Ellenben hátrányt jelent, hogy a relációkat csak súlyos kompromisszumok árán lehet más területekre kiterjeszteni, valamint azok csak csekély diagnosztikai tartalommal bírnak (Oke et al., 2017).

Az elmúlt évtizedekben a számítástechnikai robbanásszerű fejlődésével a numerikus modellek egyre összetettebb fizikai folyamatokat tudnak szimulálni. Előnyük, hogy képesek a térben és időben folytonos meteorológiai mezőket tetszőleges mintaterületre és időjárási helyzetre reprodukálni. Továbbá jól használhatók több fizikai hipotézis párhuzamos vizsgálatára is (Ching, 2013; Garuma, 2017). A modellezett jelenség komplexitásának csak a rendelkezésre

álló számítási kapacitás szab gátat. Mindazonáltal a numerikus modellek kimenetei önmagukban csak csekély információtartalmat hordoznak, ezért azok mérésekkel történő összehasonlítása elengedhetetlen az eredmények hitelesítéséhez. Következésképpen csak olyan területen érdemes modellkísérleteket végezni, ahol a szimulált paraméterek részletes verifikációjára is lehetőség nyílhat.

3.2. Numerikus modellek a városklíma-kutatásban

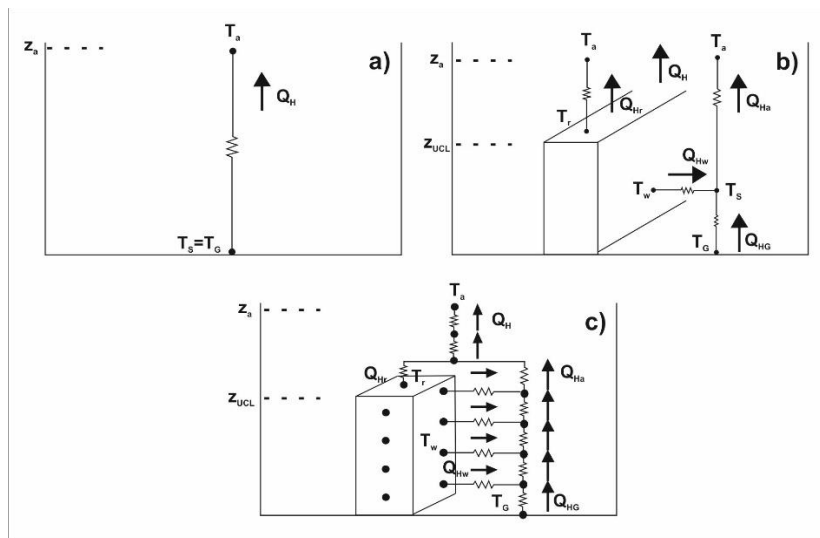
A városi környezet folyamatainak szimulációjára alkalmas numerikus modellek az UBL és a rendkívül tagolt felszín között zajló kölcsönhatásokat igyekeznek minél pontosabban közelíteni. Ez általában egy légköri modell és egy felszínmodell összekapcsolásával valósulhat meg. Előbbi az UBL, utóbbi a felszín és a talaj mechanizmusait foglalja magában (*Oke et al., 2017*). A felszínmodellekkel összhangban működő városi sémákat a korábbi növényzeti modellsémák (pl. *Thom, 1971; Deardorff, 1978; Monteith, 1981*) mintájára fejlesztették ki az 1980-as évektől kezdődően (*Garuma, 2017*). Kezdetben egyszerű kétdimenziós modelleket alkalmaztak a városi felszín reprezentálására (*3.1a. ábra*). Ezek olyan talajsémán alapultak, melyben a felszín érdességét, valamint bizonyos sugárzási és termikus tulajdonságait (pl. α , C , k) egy átlagos városra jellemző értékekkel feleltették meg. Ebben a koncepcióban az épületek nincsenek jelen, azaz a tető és a falak által generált folyamatokat nem tartalmazzák. Emiatt mind a kanyonhatás (pl. többszörös sugárzásvisszaverés, árnyékolás), mind a turbulenciakeltés – különösen a z_{UCL} szintjén – hiányosan van reprezentálva (*Chen et al., 2011*).

Az előző sémához képest a városi kanyon koncepción alapuló egyrétegű városi tetőszint modellek (*single layer urban canopy model* – SLUCM) sokkal pontosabban közelítik a valós viszonyokat (*3.1b. ábra*). Az SLUCM a városi felszínt végtelen hosszúságú kanyonok sorozataként írja le és az energiaegyenleg komponenseit minden felületre (tető, út, talapzat/út) egyenként számolja ki. Ezután az egyes felületek fluxusai összegzésre kerülnek, ami így az adott rétegre (első függőleges modellszint) jellemző áramokat jelenti. Az SLUCM-ekben az árnyékolás, a többszörös sugárzásvisszaverődés és a kitétség figyelembevételével a sugárzási viszonyok jól visszaadhatók (*Chen et al., 2011*). Másrészt e sémákra az is érvényes, hogy a csekély függőleges rétegzettség miatt a fluxusok vertikális eloszlásának közelítése pontatlan. Ennek ellenére az SLUCM-ek a leggyakrabban használt városi sémák, hiszen reális kompromisszumot (közepes számítási igény, közepes összetettség) jelentenek a numerikus modellezésben (*Garuma, 2017*).

Még nagyobb komplexitással bírnak a többrétegű városi tetőszint modellek (*multilayer urban canopy layer model* – MLUCM) (*3.1c. ábra*). Az MLUCM-ekben a felszín és az UCL közötti légréteg több függőleges modellszinttel történő ellátása is lehetséges, ami a felszín és az UBL magasabb rétegei között bekövetkező turbulens kicserélődés pontosabb szimulálását biztosítja. Továbbá e parametrizációk képesek a z_{UCL} -nél létrejövő intenzív turbulens kinetikus energia (TKE) keletkezést, valamint az éjszakai inverziós réteg dinamikáját is hatékonyan modellezni (*Garuma, 2017*).

Az igen nagy számítási kapacitást igénylő CFD (*Computational Fluid Dynamics*) modellek egy kisebb térrész (pl. épületblokk) áramlási képének vizsgálatához és a szennyezőanyag-terjedés számításához nyújtanak optimális megoldást. Rendkívül finom térbeli felbontású ($\Delta x/\Delta y < 1$ km) futtatásokat tesznek lehetővé, ezért a turbulens folyamatokat és a tagolt felszín által módosított légáramlás legtöbb sajátosságát is képesek közvetlenül kiszámolni (*Ching, 2013*). Az egyes CFD modellek altípusai a dinamikát meghatározó egyenletek kezelé-

sében térnek el egymástól. Eszerint léteznek RANS- (*Reynolds Averaged Navier-Stokes*), LES- (*Large Eddy Simulation*) és DNS- (*Direct Numerical Simulation*) típusú modellek (Oke et al., 2017). A CFD-modellek kezdeti feltételeit általában mezoskálájú modellek kimenetei biztosítják, azonban a két (eltérő skálájú) modell típus között – mindkét almodell számára kedvező – visszacsatolás is létrejöhet (Chen et al., 2011).



3.1. ábra A városi felszín parametrizációs lehetőségei a numerikus modellekben; a kétdimenziós (a) és háromdimenziós (egyrétegű – b, többretegű – c) városi sémák. Jelölések: z_a – az z_{UC} feletti első modellszint, w – fal, g – talapzat, r – tető (Chen et al., 2011 alapján módosítva)

A legszélesebb körben alkalmazott, városi parametrizációt is tartalmazó modelleket a 3.1. táblázatban foglaltam össze. A modellek döntő többsége egy nemzetközi városi almodell összehasonlításán (Grimmond et al., 2010, 2011; Best és Grimmond, 2015) esett keresztül. A vizsgálat sorozat központi kérdése az volt, hogy melyek a szimuláció sikerességét leginkább meghatározó fizikai folyamatok és bemenő paraméterek (Grimmond et al., 2010). 24 modellcsoport több mint egyéves időtartamú szimulációinak egyik fő tapasztalata az volt, hogy a növényzet modellbeli kezelése sarkalatos a turbulens hőáramok arányának meghatározásában. Másrészt a vizsgálatok azt is egyértelműsítették, hogy az a_{UC} a K^* és a T_s , a H/W és a λ_b pedig az L^* szimulálásánál tekinthető kulcsfontosságú paraméternek. A szerzők kiemelik, hogy e paraméterek adekvát reprezentációja a leglényegesebb elvárás a városi léptékre adaptált modellekkel szemben. Az is megfogalmazásra került, hogy az összehasonlításban nem vett részt egyetlen olyan modell sem, ami mindegyik paramétert egyformán eredményesen adta volna vissza. Következésképpen a sémák komplexitása és a modellezési pontosság nem volt egyenes arányosságban egymással (Best és Grimmond, 2015).

Napjainkban a városklíma-modellező szakembereknek számos kihívással kell szembenéznük. A leghangsúlyosabb ezek közül a jó minőségű statikus adatok előállítása. A modellek (3.1. táblázat) ugyan biztosítanak ehhez alapértelmezett adatokat, jóllehet, ezek csak átlagos értékek, általában nem jelentenek megoldást egyedi vizsgálati területekre (Chen et al., 2011; Garuma, 2017). A modellezőknek tehát ezen adatokat sokszor egyénileg kell meghatározniuk, azonban az alapadatok (pl. műholdképes, légifotók, épületadatbázisok, szakirodalom) mennyiségétől és minőségétől függően ez meglehetősen idő- és erőforrás-igényes folyamat. A problémára megoldást jelenthetnek azon globális adatbázisok (pl. WUDAPT), melyek a paraméterek rácsponthalapú értékeit biztosítják (Ching, 2013). Ugyanakkor törekedni kell arra,

hogy ezek az adatbázisok időszakosan felül legyenek vizsgálva, mivel a városok és így az őket leíró paraméterek is dinamikusan változnak (Garuma, 2017).

3.1. táblázat Az elmúlt két évtizedben legszélesebb körben elterjedő, városi parametrizációt is tartalmazó numerikus meteorológiai modellek

Modell elnevezése	Kapcsolódó hivatkozások
Building Effect Parameterization (BEP)	<i>Martilli et al. (2002)</i>
Building Energy Model (BEM)	<i>Salamanca et al. (2010); Salamanca és Martilli (2010)</i>
Community Land Model – urban (CLM-u)	<i>Oleson et al. (2008a, b)</i>
Institute of Industrial Science urban canopy model	<i>Kawamoto és Ooka (2006)</i>
Joint U.K. Land Environment Simulator (JULES)	<i>Best et al. (2011)</i>
Local-scale Urban Meteorological Parameterization Scheme (LUMPS)	<i>Grimmond és Oke (2002); Loridan és Grimmond (2012)</i>
Met Office Reading Urban Surface Exchange Scheme (MORUSES)	<i>Harman et al. (2004a, b); Porson et al. (2010)</i>
Microscale urban climate model (MUKLIMO)	<i>Sievers (2012)</i>
Multilayer urban canopy model	<i>Kondo et al. (2005)</i>
National and Kapodistrian University of Athens model	<i>Dandou et al. (2005)</i>
New urban canopy model (LM3-UCM)	<i>Li et al. (2014)</i>
Single-layer urban canopy model	<i>Kusaka et al. (2001); Kusaka és Kimura (2004)</i>
Seoul National University urban canopy model	<i>Ryu et al. (2011)</i>
Simple urban energy balance model for mesoscale simulations	<i>Kanda et al. (2005a, b); Kawai et al. (2007)</i>
Slab urban energy balance model (SUEB)	<i>Fortuniak (2003)</i>
Temperatures of Urban Facets (TUF)	<i>Krayenhoff és Voogt (2007)</i>
Town Energy Balance (TEB)	<i>Masson (2000)</i>
Vegetated urban canopy model	<i>Lee és Park (2008)</i>

A számítástechnika fejlődése miatt egyre több kutatócsoport rendelkezik olyan szuper-számítógépekkel, amelyeken a komplex, igen finom tér- és időbeli felbontású modellek párhuzamosan is futtathatók. Az ún. „terra incognita” mérettartományában ($100\text{ m} < \Delta x / \Delta y < 1\text{ km}$) történő modellezés azonban komoly megfontolásokat igényel. Ilyen rácsávolság mellett a mezoskálájú modellek már nem, a mikroskálájúak pedig még nem képesek a turbulens folyamatok explicit kiszámítására (Wyngaard, 2004). Több vizsgálat is kimutatta (pl. Moeng et al., 2007; Miao és Chen, 2008), hogy nem megfelelő beállítások mellett a határrétegben numerikus „zajok” keletkezhetnek (pl. inkonzistens függőleges fel- és leáramlások), melyek a szimulációkat irreálissá teszik. Az inkonzisztencia nem lokális lezárású határréteg sémákkal vagy a horizontális diffúzitás növelésével ugyan csökkenthető, de a teljesen kielégítő megoldás egyelőre még várat magára (Ching, 2013).

3.3. A Weather Research and Forecasting modell

3.3.1. A modell felépítése

A WRF (Weather Research and Forecasting; Skamarock et al., 2008) egy nem hidrosztatikus, mezoskálájú modell, mely kutatási és előrejelzési célokra egyaránt alkalmas. Az amerikai NCAR (National Center for Atmospheric Research) által is támogatott WRF az MM5 (Pennsylvania State University–NCAR Mesoscale Model; Grell et al., 1994) modell továbbfejlesztése, 2000 decembere óta áll a felhasználók rendelkezésére. A WRF működése

két szakaszra bontható. Az első szakasz a statikus adatok (pl. felszínborítottság, talajtextúra, domborzat) modelltartomány(ok)ra történő előfeldolgozását fedi le, a másodikban pedig a kezdeti mezők alapján a légkör jövőbeli állapota kerül meghatározásra (Powers et al., 2017).

A Fortran nyelven írt modell részletes felépítését a 3.2. ábra szemlélteti. A különböző eredetű adatok előfeldolgozásának egyik lehetséges eszköze a WPS (*WRF Preprocessing System*) alprogram, melynek célja a szimulációs tartomány(ok) kijelölése, a beágyazási stratégia (pl. egyszeres vagy többszörös) és a térképi vetület (pl. sztereografikus, Lambert, Mercator) kiválasztása, valamint a földrajzi karakterisztikák (pl. talajtípusok, felszínborítottság, domborzat; 3.2. táblázat) rácspontra való interpolálása. A WPS-ben a rácsponatok meteorológiai adatait globális modellek (pl. GFS – *Global Forecasting System*, ECMWF – *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*, NAM – *North American Mesoscale Model*) vagy reanalízis adatbázisok (pl. ERA – *ECMWF Re-Analysis*) biztosítják.

3.2. táblázat A WRF-ben lévő alapértelmezett felszínborítottság, talajtextúra, domborzat, zöldfelületi arány és levélfelületi index adatbázisok kategóriáinak száma és az elérhető legkisebb térbeli felbontás

Az adatbázis elnevezése	Kategóriák száma	Legkisebb térbeli felbontás
USGS	24	30''
MODIS	20	30''
GMTED2010	-	30''
FAO	16	5'
STATSGO	16	30''
MODIS zöldfelületi arány	-	15''
MODIS levélfelületi index	-	30''
MODIS albedó	-	0,05°
Talajhőmérséklet	-	1°

A kezdeti meteorológiai mezők és a határfeltételek előállításához a WRFDA (*WRF Data Assimilation System*; Barker et al., 2004, 2012; Huang et al., 2009) alprogram kínál alternatívát. A megfigyelési adatok (pl. SYNOP, SHIP, rádiószonda, radar, GPS, műhold) asszimilációja háromdimenziós (3DVAR; pl. hőmérséklet, szélesség) és négydimenziós variációs (4DVAR; pl. csapadék), illetve hibrid ensemble-variációs módszerekkel (Wang et al., 2008) (konvektív paraméterek) valósítható meg.

A WPS-ből a REAL alprogramhoz kerülnek át az adatok (3.2. ábra), ahol az előfeldolgozott földrajzi, meteorológiai állományok összehangolásával és a függőleges modellezési szintekre interpolálásával a futtatáshoz elengedhetetlen inicializációs mezők készülnek el.

A szimulációk végrehajtásáért a modell központi egysége, az ún. ARW Solver felel. Ez a dinamikus mag a WRF matematikai és fizikai eszköztárát tartalmazza (Powers et al., 2017). A számítások az összenyomható közegre felírt, nem hidrosztatikus közelítésen alapuló (de hidrosztatikus opcióval is ellátott), euleri szemléletű hidrotermodinamikai egyenletrendszer követik. A modellbeli légkör függőleges szintjei hibrid szigma koordinátákkal diszkrétizálhatóak, a szintek sűrűsége a felhasználó által tetszőlegesen változtatható. Az állapotváltozók diszkrétizációja Arakawa C-típusú rácsokban, a numerikus integráció másod- és harmadrendű Runge–Kutta-módszerrel történik. A modelltartományok között a meteorológiai visszacsatolás megengedett.

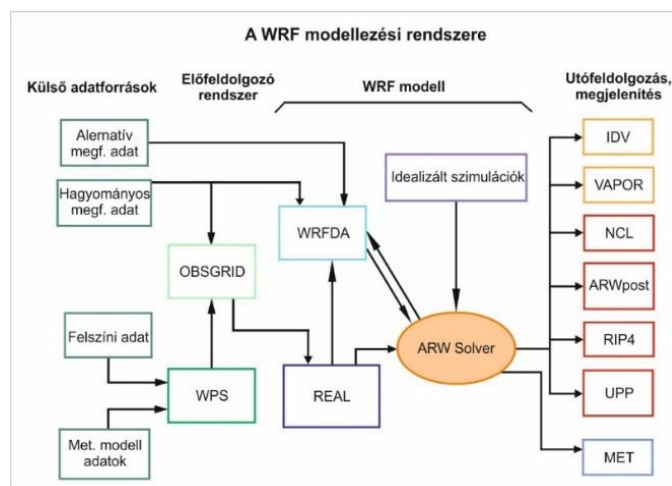
A rácsfelbontásnál kisebb térszkálájú fizikai folyamatokat (pl. sugárzás, felhő- és csapadékképződési mikrofizika, turbulencia, konvekció) közelítő parametrizációs csomagokat szintén az ARW Solverben helyezték el (Wang et al., 2014). A WRF felhasználói több mint 80

séma közül választhatják ki az adott szimulációhoz legkézenfekvőbb parametrizációkat (3.3. táblázat).

3.3. táblázat A WRF parametrizációs sémáinak kategóriái és a lehetséges opciók száma

A kategória elnevezése	A lehetséges opciók száma
Mikrofizika	27
PHR	16
Sugárzás (hosszú- és rövidhullám)	9
Cumulus	16
Felszíni réteg (talajjal és anélkül)	9+10
Sekély konvekció	3
Város	3
Óceán	2
Egyéb	6

A modelltartományokra előrejelzett háromdimenziós mezők utófeldolgozása és vizualizációja segítséget nyújt a meteorológiai folyamatok minél pontosabb megértésében. Ezt egyre több program(nyelv) (pl. NCL, GrADS, VAPOR) és szkriptadatbázis segíti (3.2. ábra). A szimulációt érintő beállítások (pl. modelltartományok, statikus adatbázisok, fizikai parametrizációk, időlépcső, numerikus sémák stb.) alapértelmezett segédtablázatokon (ld. „namelist”-ek) keresztül szerkeszthetők. Az optimális beállításokat tartalmazó segédtablázatok újabb modellfuttatásokhoz is tetszőlegesen felhasználhatók, ami felgyorsítja a szimulációs lépéseket és eközben rendkívül rugalmassá teszi a modellt.



3.2. ábra A WRF modellt felépítő komponensek hierarchiája (WRF User Guide, 2019 alapján módosítva)

A WRF – a numerikus előrejelzések mellett – olyan mezoléptékű folyamatok, mint például a konvekció (Morrison *et al.*, 2012; Xu *et al.*, 2015), a frontok (Schultz és Sienkiewicz, 2013; Rostom és Lin, 2015) és helyi szelek (Powers, 2007; DuVivier és Cassano, 2013) vizsgálatára is alkalmas. Mindezekon kívül a WRF-nek számos adaptációja létezik, melyek a légkör kémiai reakcióinak (WRF-Chem; Grell *et al.*, 2005), a hidrológiai folyamatok (WRF-Hydro; Gochis *et al.*, 2015), a természetben előforduló tüzesetek (WRF-Fire; Coen *et al.*, 2013), a trópusi ciklonok (WRF-Hurricane; Tallapragada *et al.*, 2013), a nap- és szélenergia (WRF-Solar; Jimenez *et al.*, 2016), a sarkvidéki területek időjárásának (Polar WRF; Hines és Bromwich, 2008) és a regionális éghajlatváltozás (CWRF; Liang *et al.*, 2012) szimulálását is lehetővé teszik.

3.3.2. Városi parametrizációs sémák a WRF-ben

A WRF-ben lévő fizikai csomagok – így a városi sémák is – a dinamikus mag részét képezik. Egy városi séma mindig a felszíni almodellel összekapcsolva látja el a városi környezet meteorológiai folyamatainak szimulációját. A két séma közötti kapcsolatot egy olyan paraméter biztosítja, amely megadja, hogy egy adott modellrácsban mekkora a mesterséges (városi; F_{URB}) és a természetes (nem városi; F_{NURB}) felszínborítottság aránya. Előbbi rész fluxusait (Q_{URB}) a városi, utóbbiét (Q_{NURB}) a felszíni séma számítja ki. Később az egyes fluxusok az arányoknak megfelelően összeadódnak, majd az atmoszférikus modellbe kerülnek. Egy tetszőleges turbulens fluxusra (Q_X) tehát az összekapcsolás az alábbiak szerint történik:

$$Q_X = F_{URB} \cdot Q_{X, URB} + F_{NURB} \cdot Q_{X, NURB} \quad (3.1.)$$

A turbulens fluxusokon kívül az $L\uparrow$, az α és az ε becslése is a 3.1. egyenlet szerint zajlik. A T_s kiszámításánál pedig egy átlagolt érték kerül súlyozásra a megfelelő felszínborítottságok szerint (Chen et al., 2011).

A természetes felszínek és a légkör között zajló hidrológiai, biofizikai, biogeokémiai kölcsönhatásokat a WRF-ben a Noah felszínmodell (Chen és Dudhia, 2001) parametrizálja. A Noah egy felszín feletti rétegből és négy talajrétegből áll. A talajrétegek összvastagsága 2 m, az egyes rétegek vastagsága a felszíntől lefelé haladva rendre 0,1 m, 0,3 m, 0,6 m és 1 m. A párolgás napi menetét a Penman-féle potenciális párolgás összefüggései (Mahrt és Ek, 1984) írják le. A növényzet evapotranszpirációjának közelítése Noilhan és Planton (1989) és Jacquemin és Noilhan (1990) sémáin alapul. A T_s időbeli változását a linearizált felszíni energiaegyenleg (Mahrt és Ek, 1984) határozza meg. További prognosztikai változók közé sorolhatók a talaj nedvességtartalma és hőmérséklete, a lombkoronában tárolt vízmennyiség és a felszíni hóvastagság (Chen és Dudhia, 2001).

A WRF-ben 2003 óta létezik városi felszínparametrizációs opció. Ez kezdetben nem két parametrizációs séma összekapcsolásával, hanem a Noah felszínmodell egyes változóinak módosításával történt. A z_0 0,8 m-re növelése, az α 0,15-re csökkentése, a C $3,0 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ -re növelése, a k $3,24 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ -re csökkentése és a növényborítottság mérséklése a városi értékek pontosabb közelítését jelentette (Liu et al., 2006).

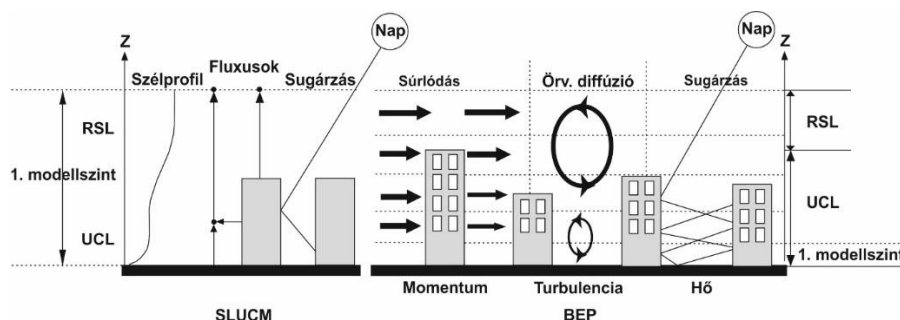
Egy újabb lépcsőfokot hozott a Kusaka et al. (2001) és Kusaka és Kimura (2004) által kifejlesztett egyrétegű tetőszint modell ($SLUCM_{WRF}$) WRF-be történő integrációja. Ez a séma már alapozott az UC-k koncepciójára, hiszen a felszínt végtelen hosszúságú kanyonok sorozataként jellemezte. Az $SLUCM_{WRF}$ figyelembe veszi a sugárzás többszörös visszaverődését, csapdázódását és a falak árnyékolását (3.3. ábra). A felszín és a tetők átlagos szintje közötti szélprofilot exponenciális eloszlással közelíti. A tető, az út és a falak T_s -ét a hővezetési egyenlet megoldása biztosítja. Egy adott felszín Q_H értékét a Jürges-formula adja meg, a függőleges profil pedig a Monin–Obukhov-féle hasonlósági elmélet alapján állítható elő. A séma a Q_F napi változását is parametrizálja. Mivel az $SLUCM_{WRF}$ mindössze az első modellszinten van jelen, ezért a vertikális áramok szimulációja bizonytalansággal terhelt. Ez a séma a WRF-ben csak a Noah felszíni almodellel együtt alkalmazható.

Még realiztikusabban városi parametrizációt biztosítanak a WRF többretegű tetőszint sémái, melyek használata akkor előnyös, ha az UCL-ben a vertikális modellszintek sűrűn helyezkednek el. A BEP (Building Effect Parameterization; Martilli et al., 2002) az épületek légmozgásra kifejtett súrlódását, az így bekövetkező mozgásmennyiség-veszteséget és a kinetikus energia TKE -vé való átalakulását is képes modellezni (3.3. ábra). Az $SLUCM_{WRF}$ -hez

hasonlóan a BEP az UC belsejében zajló összetett sugárzási folyamatokat szintén parametrizálja. Ebben a sémában a turbulens fluxusok eloszlását csak vízszintes felületekre (tető és út) definiálja a Monin–Obukhov-féle hasonlósági elmélet, a falakra ez *Raupach et al. (1991)* módszere szerint valósul meg. A *TKE* disszipációját a Bougeault–Lacerrere-séma (*Bougeault és Lacerrere, 1989*) írja le. A T_s a BEP-ben is a hővezetési egyenleten alapul, a sugárzást pedig a TEB (ld. 3.2. fejezet) egyenletei közelítik. A BEP egyik hiányossága, hogy az épületek belső terének hőmérsékletét állandónak veszi, ami a Q_F épületekhez kapcsolódó komponensének a becslését pontatlanná teszi (*Marilli et al., 2002*).

Többek között e problematika kiküszöbölésére hozták létre a szintén többrétegű BEM-et (*Building Energy Model; Salamanca et al., 2010*), ami az épületek emeleiteit egymás tetején lévő dobozokkal közelíti. A BEM számításba veszi a hő diffúzióját a falakon, a tetőn és az emeleteken át, a levegő (szellőztetés) és a sugárzás kicserélődését az ablakokon keresztül, a lakók és a műszaki eszközök által generált hőt (beleértve a fűtést), valamint a légkondicionáló eszközök energiafelhasználását. A séma komplexitását és adatigényét jelzi, hogy például a Q_H és Q_E épületen kívüli értékeinek számításához ismerni kell azt a hőmérsékleti tartományt is, ami a belső terek termikus komfortjának hűtéssel/fűtéssel történő fenntartásával őrizhető meg (*Salamanca et al., 2010*). A BEP/BEM opció 2010 áprilisa (a 3.2-es modellverzió) óta érhető el a WRF-ben.

A „szürke zóna” alatti folyamatok (pl. konvekció, ködképződés, szennyezőanyag-terjedés) modellezésére az NCAR által kifejlesztett LES modell WRF-fel összekapcsolt változata (WRF-LES) már több esetben is alkalmasnak bizonyult (*Tewari et al., 2010; Kwak et al., 2015; Nelson et al., 2016*). A WRF-LES bemenő adatai közül a szélkomponensek (u , v , w), a légnyomás (p), a T_a/T_s , a *TKE*, az abszolút nedvesség (a) és a Q_E általában regionális modellkimenetek leskálázásával készülnek el a legkisebb felbontású modelltartomány rácspontjaira (*Wyszogrodzki et al., 2012*). *Cui et al. (2019)* analízise arra utal, hogy a több skálát (mikro és mezo) érintő eljárás jelentősen javíthat mindkét résztvevő modell teljesítményén. A WRF-LES árnyoldala azonban, hogy meglehetősen számításigényes, így vele csak egy viszonylag szűk terület vizsgálatát célozható meg (*Heath et al., 2017*).



3.3. ábra A WRF SLUCM_{WRF} és BEP városi tetőszint sémáinak működése
(*Chen et al., 2011* alapján módosítva)

3.3.3. A WRF alkalmazási lehetőségei a városklimatológiában

A WRF nagyfokú rugalmassága (pl. adaptív modelltartományi beállítások, statikus adatok elérhetősége, parametrizációs sémák száma, korszerű utófeldolgozási és vizualizációs programok) és széleskörű vizsgálati lehetőségei miatt a modell az elmúlt években egyre népszerűbb eszköze lett a városi léptékű modellezésnek. A WRF-SLUCM_{WRF}/BEP/BEM modellezési rendszert eredményesen alkalmazták egy adott város UHI-jának (*Chen et al., 2014*;

Bhati és Mohan, 2016; Göndöcs et al., 2017; Giannaros et al., 2018), az UHI és a növényzet kapcsolatának (Cui és Foy, 2012; Loughner et al., 2012; Papangelis et al., 2012), az UHI és a felszínparaméterek kapcsolatának (Theeuwes et al., 2013; Touchaei és Wang, 2015), hőhullámok (Li és Bou-Zeid, 2013; Wang et al., 2013; Heaviside et al., 2015), a határreteg (Miao et al., 2009; Salamanca et al., 2011), az energiamérleg (Kim et al., 2013; Loridan et al., 2013), csapadék (Miao et al., 2011; Pathirana et al., 2014; Zhong és Yang, 2015), a múltbeli (Giovanni et al., 2014) és jövőbeli urbanizáció hatásának (Zhang et al., 2011; Conry et al., 2015), valamint a regionális éghajlatváltozás (Argüeso et al., 2014; Doan et al., 2016; Kaplan et al., 2017) szimulációja során.

A szükséges modellfelbontás eléréséhez a modellkísérletekben döntően (de nem kizárólag; pl. Theeuwes et al., 2013) többszörösen beágyazott modelltartományokat alkalmaztak, melyek összesen kettő (pl. Shimadera et al., 2015), három (pl. Göndöcs et al., 2017), négy (pl. Mu et al., 2019) vagy akár öt tartományt (pl. Loridan et al., 2013) is jelentettek. Ezzel a stratégiával a vízszintes rácsávolságot sikeresen 2 km alá szorították. Az 1 km alatti horizontális felbontású futtatások már a 3.2. fejezetben tárgyalt terra incognita problémakörét érintették, amin a modellező szakemberek a horizontális diffúzitás megnövelésével próbáltak enyhíteni (pl. Salamanca et al., 2012). Az UBL-ben előforduló jelenségek valósághű detektálásának érdekében a függőleges modellszintek számát minél jobban megnövelték, így ezek az alsó 1 km-ben általában 8 (pl. Chen et al., 2014) és 33 (pl. Salamanca et al., 2012) között alakultak. A meteorológiai kezdeti- és határfeltételeket többnyire az 1°-os vízszintes felbontású NCEP GFS Final Analysis (pl. Wang et al., 2013; Bhati és Mohan, 2016), a NAM modell (pl. Conry et al., 2015; Ramamurthy et al., 2015), vagy a NARR (North American Regional Reanalysis) (pl. Gutiérrez et al., 2015) alapján interpolálták. Elsősorban európai mintaterületeken végzett szimulációkhoz az ECMWF analízise (pl. Giannaros et al., 2018) és reanalízisei (pl. ERA-Interim; Heaviside et al., 2015; Richard et al., 2018) jelentettek alternatívát.

A négy városi tetőszint parametrizációs séma közül a legtöbb tanulmány az SLUCM_{WRF}-et részesítette előnyben. A BEP-et önmagában csak ritkán választották, sokkal inkább a BEM-mel összekapcsolt változatával futtatták a modellt (pl. Brousse et al., 2016; Göndöcs et al., 2017; Hammerberg et al., 2018). Egyes vizsgálatok (pl. Giannaros et al., 2013; Fallmann et al., 2015) nem valamelyik városi séma bekapcsolásával, hanem a Noah egyes változóinak módosításával (ld. 3.3.2. fejezet) közelítették az UBL-ben zajló folyamatokat.

Mint ahogy korábban kiemeltem, a városi tetőszint sémákhoz kapcsolódó paraméterek előállítása meglehetősen adatigényes, így az adott séma megválasztását főként a vizsgálati területre elérhető adathalmaz mennyisége és minősége határozza meg. A nagy adatigényű LCZ-osztályok és a hozzájuk kapcsolódó paraméterek (ld. A1a és A1b. táblázatok) WRF-be való beépítésére egyre több kutatócsoport tesz kísérletet. Mindazonáltal ehhez a modell forráskódját számos helyen át kell írni, ezért egyelőre a hagyományos felszínhasználati adatbázisokon (pl. USGS – United States Geological Survey: Ramamurthy et al., 2015; MODIS – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer: Kaplan et al., 2017) alapuló szimulációk az elterjedtebbek. Kiegészítésként a különböző távérzékeléses produktumon (pl. Landsat, AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometer) nyugvó, az alapértelmezett felszínhasználati kategóriákat figyelembe vevő, saját kezűleg elvégzett osztályozást is használtak már fel a földrajzi adatok származtatásához (pl. Zhang et al., 2011; Doan et al., 2016). Európai városok és környezetük felszínosztályait pedig sok esetben (pl. Salamanca et al., 2012; Giovanni et al., 2014) a részletes CORINE-adatbázist preferálva definiálták.

A korábbi modellvizsgálatok eredményei azt mutatták, hogy a WRF-SLUCM_{WRF}/BEP/BEM modellezési rendszer nagy pontossággal képes a T_a és a T_s (és így az UHI és a SUHI) tér- és időbeli eloszlását szimulálni (Kim *et al.*, 2013; Bhati és Mohan, 2016). A modell különbséget tudott tenni az UC egyes felületeinek eltérő melegedési és hűlési üteme között (Loughner *et al.*, 2012), továbbá alkalmas volt a városi zöldfelületek hőmérséklet-szabályozó szerepének meghatározására is (Cui és de Foy, 2012; Papangelis *et al.*, 2012). Az elvégzett verifikációs vizsgálatok alapján megállapítható, hogy az átlagos modellezési hiba (MB ; modellezett és megfigyelt értékek különbsége) például a T_a esetében általában -2 és 2 °C között alakult (3.4. táblázat). Az UHI kialakulása szempontjából lényeges éjszakai időszakban a WRF a T_a szimulációja során nem bizonyult konzisztensnek, hiszen alulbecslések (pl. Bhati és Mohan, 2016; Gutiérrez *et al.*, 2015; Touchei és Wang, 2015) és felülbecslések (pl. Papangelis *et al.*, 2012; Mu *et al.*, 2019) egyaránt előfordultak. Ez valószínűleg a beállított parametrizációs sémák és a statikus adatok különbözőségéből adódhatott. Ezzel összefüggésben Loridan *et al.* (2013) a rövid-/hosszúhullámú sugárzás és a PBL parametrizációs sémák megválasztásának T_a -ra gyakorolt hatását tanulmányozta, és arra jutott, hogy a legjobb eredmények a Goddard (Chou és Suarez, 1994), az RRTMG (Iacono *et al.*, 2008) és a YSU (Hong *et al.*, 2006) sémákkal érhetők el. A modellezett T_a és UHI különösen a városi felszín-morfológiai elemekkel, a Q_F -fel és a talaj/levegő nedvességtartamával (T_s és SUHI: a λ_v -vel és a statikus stabilitással) szemben bizonyult a legérzékenyebbnek (Salamanca *et al.*, 2011; Li és Bou-Zeid, 2013; Ramamurthy *et al.*, 2015). Azt is megállapították, hogy a Q_F akár $0,1$ – $2,0$ °C-kal is fokozhatja az UHI-t (Salamanca *et al.*, 2011, 2012; Wang *et al.*, 2013; Chen *et al.*, 2014).

A pontosabb felszíni reprezentáció (pl. CORINE- vagy LCZ-osztályok használata) vagy összetettebb városi parametrizáció (pl. BEP/BEM) bevezetése összességében eredményesebbé tette a modellt (Kim *et al.*, 2013; Hu *et al.*, 2019). Salamanca *et al.* (2011) tanulmánya szerint az SLUCM_{WRF} (BEP) sémáról BEM-re való váltása a T_a átlagos modellezési hibáját kb. 2 °C-kal (kb. 1 °C) csökkentette. Hasonló sorrendet állapított meg Gutiérrez *et al.* (2015) is egy Mexikóvárosra végzett szimulációban. Ezen eredményeket némileg cáfolta Hu *et al.* (2019) LCZ-alapú analízise, mely szerint a BEM-hez ($MB=1,85$ °C) képest a T_a az SLUCM_{WRF} ($MB=1,48$ °C) és a BEP ($MB=1,50$ °C) sémákkal is pontosabban közelíthető. Ahogy erre Hammerberg *et al.* (2018) is utal, egy városi parametrizáció túlzott komplexitása kontraproduktív is lehet, azaz a bonyolult sémák nem megfelelő használata a modell eredményességének szabhat gátat.

Loridan *et al.* (2013) a T_a -n kívül a sugárzási- és az energiaegyenleg komponenseit is modellezte. A WRF-NOAH-SLUCM_{WRF} legjobban a Q^* -ot ($MB: -8,4$ W m⁻²), míg legkevésbé az $L\uparrow$ -t ($0,1$ W m⁻²) közelítette. A Goddard és Dudhia (Dudhia, 1989) rövidhullámú sémák összehasonlításában pedig inkább az előbbi adta vissza pontosabban a $K\downarrow$ átlagos napi menetét.

A városi felszínek és az UBL csökkent nedvességtartalmát (más néven a városi szárazságot), azaz a Q_H Q_E feletti dominanciáját is képest volt a WRF reprodukálni (pl. Wang *et al.*, 2013; Kaplan *et al.*, 2017). Ramamurthy *et al.* (2015) szimulációi szerint a sűrűn beépített városi részeken a párolgás akár 10-szer is kisebb lehet, mint a környező vidéki felszínek felett. Chen *et al.* (2014) modellkísérletei pedig arra mutattak rá, hogy a városi szárazságot kialakulása már 50% alatti F_{NURB} esetén is bekövetkezik. A kapcsolódó verifikációk alapján az energiaegyenleg turbulens tagjai közül általában a Q_H becslése bizonyult a legpontosabbnak (Kim *et al.*, 2013; Loridan *et al.*, 2013).

A városok érdességi elemeinek szélre gyakorolt hatásáról számos tanulmány értekezett (pl. *Miao et al., 2009; Zhang et al., 2011; Zhong és Yang, 2015*). Akárcsak a T_a és a T_s esetében, a 10 m-es szélesség (v_{10}) becslése sem volt egységes (3.4. táblázat). A keletkező modellhibák sokfélesége ezúttal is a vizsgálati terület felszínparamétereinek minőségére és az alkalmazott PBL sémák különbözőségére volt visszavezethető (*Salamanca et al., 2011, 2012*). A legnagyobb pontatlanságok rendre a külváros feletti divergens területeken adódtak (pl. *Gutiérrez et al., 2015*). Összességében elmondható, hogy a WRF sikeresen adta vissza a v csökkenését, valamint a szélnyírás és a TKE keletkezésének maximumát az z_{UCL} szintjén (*Gutiérrez et al., 2015*). A fokozott városi turbulencia okozta erős átkeveredés (pl. *Miao et al., 2011; Shimadera et al., 2015*) és a megnövekedett feláramlási sebesség (pl. *Zhang et al., 2011; Kim et al., 2013*) is jól megjelentek a modellkimenetekben. A szimulációs kísérletek többségében (pl. *Salamanca et al., 2012; Kim et al., 2013; Zhong és Yang, 2015*) a lablilis rétegződés éjszaka is fennmaradt, ami az RBL-hez képest jobban átkeveredett és megemelt z_i -jű UBL-ben alacsonyszintű futóáramlást generált.

3.4. táblázat A szakirodalomban előforduló modellverifikációs eredmények a 2 m-es hőmérséklet (T_2), a 10 m-es szélesség (v_{10}) és a 2 m-es specifikus nedvesség (Q_2) esetében. Az alkalmazott statisztikai mérőszámok: átlagos modellhiba (MB), átlagos négyzetes hiba gyöke ($RMSE$), egyezési index (IOA), találati arány (HR), (térbeli) korrelációs együttható (r). A mérőszámok definíciói a következő fejezetben találhatók

Hivatkozás	MB	$RMSE$	IOA	HR	r
T_2 [°C]					
<i>Miao et al. (2009)</i>	0,21–0,60	1,46–2,18	0,92–0,95	0,63–0,86	–
<i>Giannaros et al. (2013)</i>	–0,58–(–0,06)	1,29–1,85	0,88–0,95	0,69–0,85	0,93–0,96
<i>Kim et al. (2013)</i>	–2,91–0,94	2,39–3,99	–	–	–
<i>Chen et al. (2014)</i>	–2,22–0,38	1,21–2,47	–	0,47–0,96	0,66–0,93
<i>Heaviside et al. (2015)</i>	–0,53–(–0,16)	1,66–1,94	–	–	0,93–0,94
v_{10} [m s ^{–1}]					
<i>Miao et al. (2009)</i>	–0,17–0,27	0,88–0,98	0,44–0,50	0,68–0,78	–
<i>Grossman-Clarke et al. (2010)</i>	–2,00–2,00	1,00–3,00	–	–	–
<i>Miao et al. (2011)</i>	0,15	1,08	0,51	0,64	–
<i>Kim et al. (2013)</i>	0,23–0,98	1,49–2,76	–	–	–
<i>Shimadera et al. (2015)</i>	0,00–0,60	1,00–1,40	0,73–0,84	–	0,60–0,72
Q_2 [g kg ^{–1}]					
<i>Miao et al. (2009)</i>	–1,54–(–1,48)	2,02–2,22	0,65–0,71	0,48–0,68	–
<i>Flagg és Taylor (2011)</i>	–4,90–0,38	0,70–5,44	–	–	–
<i>Kim et al. (2013)</i>	–0,02–0,20	0,71–0,84	–	–	–
<i>Shimadera et al. (2015)</i>	–0,60–0,00	–	0,79–0,90	–	0,67–0,84

A lokális léptékű városi csapadékmódosítást elsősorban a múltbeli és jövőbeli urbanizációval összefüggésben modellezték. A modell a csapadék térbeli eloszlását elfogadható pontossággal adta vissza, azonban a maximumok helyét kissé alulbecsülte (*Fallmann et al., 2015; Zhong és Yang, 2015*). A városok épületeinek torlasztóhatása is észlehető volt a modellezett idősorokban, ami a csapadékhullás késleltetését eredményezte az erősen urbanizált területek felett (*Zhong és Yang, 2015*). *Miao et al. (2011)* egy zivatarlanc áthaladását szimulálta Peking felett, és a megfigyelésekkel harmóniában azt találta, hogy a strukturált csapadérendszer a megapoliszt elérve két részre szakadt, majd a város széllel szemközti részén újra felerősödött. További fontos tapasztalat volt, hogy a zivatarlánchoz kapcsolódó szélnyírás és konvergenciavonal pozíciója és haladási sebessége szoros összefüggést mutatott a beállított mikrofizikai sémával (legjobb teljesítmény a WSM6 parametrizációval; *Hong és Lim, 2006*). A tanulmányok egyetértettek abban, hogy a jövőbeli urbanizáció hatására a turbulens átkeveredés, a

feláramlási sebesség és a konvekcióhoz felhasználható energia növekedhet, ami a rövid ideig tartó, nagymennyiségű csapadék mennyiségét emelheti a városi területeken (*Miao et al., 2011; Pathirana et al., 2014; Shimadera et al., 2015*).

A szakirodalom alapján egyértelműen leszűrhető, hogy a városi alkalmazású WRF inkább a bemenő statikus adatok minőségére érzékeny. Ezekben belül különösen lényegesek a felszínhasználati adatok, melyek kijelölik a városi terület kiterjedését és a felszín városon belüli sokféleségét. A természetes vagy mesterséges felszínhasználati típusokat a hozzájuk köthető morfológiai, termodinamikai és aerodinamikai paraméterek töltik meg tartalommal, így a változók pontos meghatározása hatványozottan fontos. Mivel az urbánus környezetben a növényzet általában kis súllyal jelenik meg a lokális skálájú meteorológiai folyamatok alakításában, ezért a vegetációs paramétereknél – hacsak nem a zöldfelületek és a városklíma kapcsolatának a tanulmányozása a cél – az alapértelmezett értékek elfogadása elegendő lehet. Több kutatás is utalt arra, hogy az a Q_F figyelembevétel javíthat a WRF teljesítményén. Ugyan a 2.10. egyenlet e tagjának becslése igencsak adatigényes feladat, azonban a modellbe történő implementálása tovább emelhet a modell(fizika) realiztikusságán.

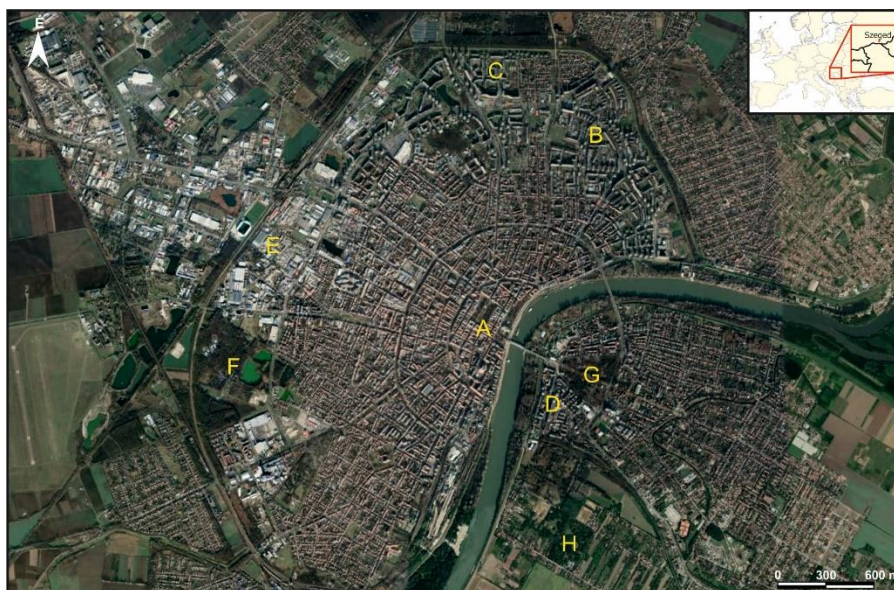
A szakirodalomban arra is volt példa, hogy a bemenő meteorológiai adatok minőségét próbálták fejleszteni (pl. *Giannaros et al., 2013; Ban et al., 2017; Yang et al., 2018*). Ezt a WRF-ben elérhető adatasszimilációs technikákkal (ld. 3.3.1. fejezet) tették meg. Ugyan az eddigi gyakorlatban általában kisebb felbontású – döntően távérzékeléses eljárással nyert – adatbázisok asszimilációja valósult meg, azonban ehhez sűrű városi mérőhálózatok megfigyelései is alternatívát jelenthetnek (*Liu et al., 2006*).

4. Módszertan

4.1. A vizsgálati terület jellemzése

A városi felszín meteorológiai állapothatározókra gyakorolt hatásának modellezését egy szegedi központú mintaterületre végeztem. A választásom azért esett Szegedre, mert a település több szempontból is ideális helyszín a városklimatológiai vizsgálatokhoz. Egyrészt Szegeden és tágabb környezetében is a domborzatnak elenyésző az időjárás-módosító szerepe, másrészt a környék természetes felszínborítottsága is állandó jelleggel bír. Mindezek miatt a mintaterület háttérklímája területileg relatíve homogén. További előnyként fogalmazható meg, hogy a városi területen végzett sűrű meteorológiai mérések kiváló alapot jelentenek a modellkimenetek alapos verifikációjához.

Szeged (46,26° É; 20,15° K) Magyarország délkeleti részén, átlagosan 79 m-es tengerszint feletti magasságban helyezkedik el (4.1. ábra). A Tisza két partján fekvő várost északról a Csongrád–Szegedi-sík, keletről a Marosmenti-sík és a Marosszög, délről a Röske–Titeli-sík, nyugatról a Szabadka–Majsai-homokhát határolja. A Köppen–Geiger-féle éghajlati osztályozás alapján a Cfa („mérsékelt éghajlat meleg nyarakkal, hosszantartó száraz időszak nélkül”) kategóriába sorolható (Beck *et al.*, 2018). Éves középhőmérséklete 10–12 °C, míg területén évente átlagosan 450–600 mm-nyi csapadék hullik. A település alföldi jellege miatt az éves napsütéses órák száma igen magas, 2000 óra felett alakul. A vizsgálati terület mikroklimáját a Tisza és a Maros folyók, valamint a Szeged területén lévő kisebb tavak (pl. Sancer tavak, Csemegi-tó, Vértó) is befolyásolják. További mikroklimatikus módosítást fejtenek ki a város nagyobb zöldfelületei (pl. Vadaspark, Erzsébet Liget, Fűvészkert) is.



4.1. ábra A modellezési mintaterületről készült Google Earth műholdkép. A sárga betűk Szeged belvárosát (A), főbb lakótelepi övezeteit (B – Tarján, C – Makkosháza, D – Odessza), ipari övezetét (E) és kiterjedtebb zöldfelületeit (F – Vadaspark, G – Erzsébet Liget, H – Fűvészkert) jelölik

Szeged lakossága a 2011-es népszámlálás idején 168 048 fő volt és 2001 és 2011 között hozzávetőleg állandónak (0,1%-os csökkenés) bizonyult (KSH, 2013a). Ezzel a csongrádi megyeszékhely hazánk harmadik legnépesebb városa. A települést részben a Tisza, részben körutak és belőlük nyíló sugárutak tagolják. A Tisza keleti partján lévő városrészt, a közepes beépítettségű családiházak övezetét Újszegednek hívják (4.1. ábra). A szigorú értelemben vett belváros a folyó nyugati partján, a Tisza Lajos körút által határolva helyezkedik el. Szeged

centrumának képét közigazgatási, oktatási és kereskedelmi célú épületek és társasházak alakítják, a növényborítottság – a Széchenyi tér környékétől eltekintve – meglehetősen csekély. A város több lakótelepekkel tarkított övezettel rendelkezik, melyek döntően az északi részeken (pl. Makkosháza és Tarján) és az újszegedi Odessza városrészben találhatóak. A belváros felől a külső részek felé haladva, a városképet egyre inkább családi házak, majd kisebb nyaralók dominálják. Ezzel párhuzamosan a vegetációs borítottság is fokozatosan növekszik a beépített felületek rovására. Szeged nyugati/északnyugati harmadában kiterjedt ipari és logisztikai övezet helyezkedik el, ami kissé megtöri a klasszikus belváros-külváros átmenetet.

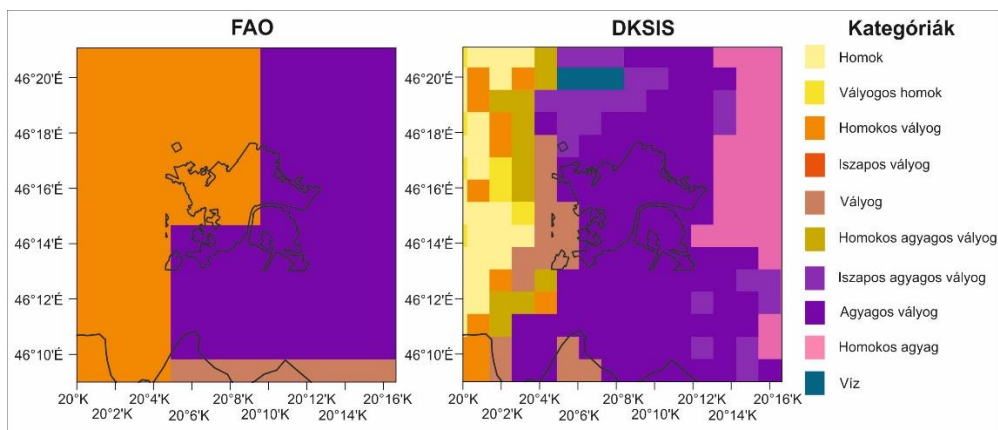
4.2. A statikus adatok előkészítése

4.2.1. A talajtípusok adatbázisa

A városok felszínét jellemzően vízzáró anyagok fedik, tehát ott a talajok a hidrológiai és energiacsere folyamatokban csak közvetett módon vesznek részt. Ezzel együtt a települések környezetét és a teljes modellezési tartományt nagykiterjedésű természetes felszínek borítják, ahol a talaj hozzájárulása a fent említett mechanizmusokhoz már nem hanyagolható el. A talajtípusok különböző nedvesség- és hőháztartásuk révén eltérő mértékben alakítják a légköri konvekciót és így a nyári csapadék tér- és időbeli alakulását. *Göndöcs et al. (2015)* például azt találta, hogy az egyes talajok Q_H és Q_E áramainak nagysága meglehetősen különbözhet egymástól, ezért a talajtextúra pontos reprezentációja a felhőzet és csapadék mennyiségének szimulációját is eredményesebbé teszi.

Az alapértelmezett talajosztályokat a WRF-ben a FAO (*Food and Agriculture Organization*) talajadatbázisa (FAO, 2007) biztosítja. A 16 kategóriát elkülönítő, 5 ívperces felbontású adatforrás kiválóan alkalmazható globális léptékű modellfuttatásokhoz, de a nagyobb részletességet igénylő regionális és lokális vizsgálatoknál ez a felbontás már nem feltétlen elegendő. Magyarországra végzett szimulációknál jó alternatíva lehet a hazai fejlesztésű DKSIS- (*Digital Kreybig Soil Information System*; Szabó et al., 2000; Pásztor et al., 2010) talajadatbázis, mely 1935 és 1951 között több ütemben elvégzett mérési expedíciókon alapul. A DKSIS és a FAO kategóriái jól összeegyeztethetők, így előbbieket WRF-be való beültetése néhány lépésben megtehető.

A 4.2. ábrán a FAO és a DKSIS adatbázisok talajtextúráinak 1,5 km-es felbontású (a későbbi szimulációkhoz alkalmazott modellfelbontás) eloszlását tüntettem fel Szeged környékére. A térképek tanulsága szerint a mintaterületen az agyagos vályog, a homokos vályog, a vályog és a homok az uralkodó talajtípus, azonban ezek területileg nem igazán egyeznek a két adatbázisban. A FAO mindösszesen három osztályt különít el, és azok változékonysága is kicsi. Ezzel szemben a DKSIS további hét kategóriát jelenít meg (összesen 10-et), ráadásul ezek igen széles spektrumon változnak a vizsgálati területen (*Molnár et al., 2019b*). További szembetűnő különbség a két adatbázis között, hogy a DKSIS-ben Szegedtől nyugatra egy olyan nagykiterjedésű homokos, míg nyugatra egy olyan homokos agyag térrész rajzolódik ki, ami a FAO-ban egyáltalán nem található meg. A város burkolata alatt lévő talajt is másképpen kezeli a két adatbázis: a DKSIS egységesen az agyagos vályog kategóriával jellemzi azt, a FAO-ban ugyanakkor ez a típus visszaszorul Szeged keleti felébe és kiegészül egy északkeleten megjelenő homokos vályog osztállyal. Minthogy összességében a DKSIS a talajtextúráinak területi eloszlása jobban megfelel a valóságnak az alapértelmezett FAO-éhoz képest, ezért a DKSIS-talajadatbázist választottam a modellbeli talajosztályok definiálásához.



4.2. ábra A talajtextúra 1,5 km-es felbontású térbeli eloszlása Szeged környékén a FAO és a DKSIS adatbázisok alapján. A térképen található fekete vonalak a várost és a szerb-magyar határt jelölik

Az domináns talajtípusok mellett a modellnek ismernie kell az osztályok főbb fizikai tulajdonságait is. A WRF 16 (+3) talajkategóriához egyenként 10 hidraulikus paramétert rendel hozzá, melyek az amerikai egyesült államokbeli STATSGO- (*State Soil Geographic*) adatbázisból származnak és a modell *SOILPARM.TBL* állományában találhatóak. Megállítható tehát, hogy a változókat egy másik kontinens területén végzett mérések alapján adták meg, ami nem feltétlen reprezentatív a magyarországi viszonyokra. Erre utal Ács *et al.* (2014) is, aki kiemelte, hogy a STATSGO és egy hazai talajhidraulikus adatbázissal szimulált PBL magasságok és turbulens komponensek között határozott eltérések adódhatnak. Emiatt az alapértelmezett STATSGO-paraméterek pontosítása indokoltnak tűnt, amit a MARTHA (*Magyarországi Részletes Talajfizikai és Hidrológiai Adatbázis*; Makó és Tóth, 2008; Makó *et al.*, 2011) és a HUNSODA (*Unsaturated Soil Hydraulic Database of Hungary*; Nemes, 2002) adatbázisaival valósítottam meg (4.1. táblázat).

4.1. táblázat A MARTHA és a HUNSODA adatbázisokban található hidraulikus talajparaméterek talajtextúrák szerinti csoportosítása. A táblázatban szereplő változók a következők: Θ_s – telítési talajnedvesség-tartalom, Θ_f – szabadföldi vízkapacitás, Θ_w – hervadáspont, Ψ_s – telítési talajnedvesség-potenciál, K_s – telítési vízvezető-képesség, b – pórusméret eloszlási index. * azokat a kategóriákat jelölik, melyek kizárólag a HUNSODA-ból származnak; ** azt a paramétert jelöli, mely kizárólag a HUNSODA-ból származik

Talajtípus	Θ_s [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]	Θ_f [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]	Θ_w [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]	Ψ_s [m]	K_s^{**} [m s^{-1}]	b
Homok	0,422	0,224	0,024	0,069	$3,26 \cdot 10^{-5}$	2,69
Vályogos homok	0,427	0,262	0,032	0,095	$2,52 \cdot 10^{-5}$	3,03
Homokos vályog	0,439	0,313	0,052	0,158	$1,14 \cdot 10^{-5}$	3,42
Iszapos vályog*	0,488	0,377	0,076	0,188	$2,73 \cdot 10^{-6}$	3,93
Vályog	0,469	0,360	0,075	0,203	$4,58 \cdot 10^{-6}$	3,77
Homokos agyagos vályog	0,445	0,341	0,079	0,200	$7,98 \cdot 10^{-6}$	3,94
Iszapos agyagos vályog*	0,492	0,418	0,114	0,254	$6,20 \cdot 10^{-7}$	4,60
Agyagos vályog	0,466	0,377	0,098	0,243	$3,05 \cdot 10^{-6}$	4,32
Homokos agyag	0,445	0,341	0,079	0,200	$7,98 \cdot 10^{-6}$	3,94

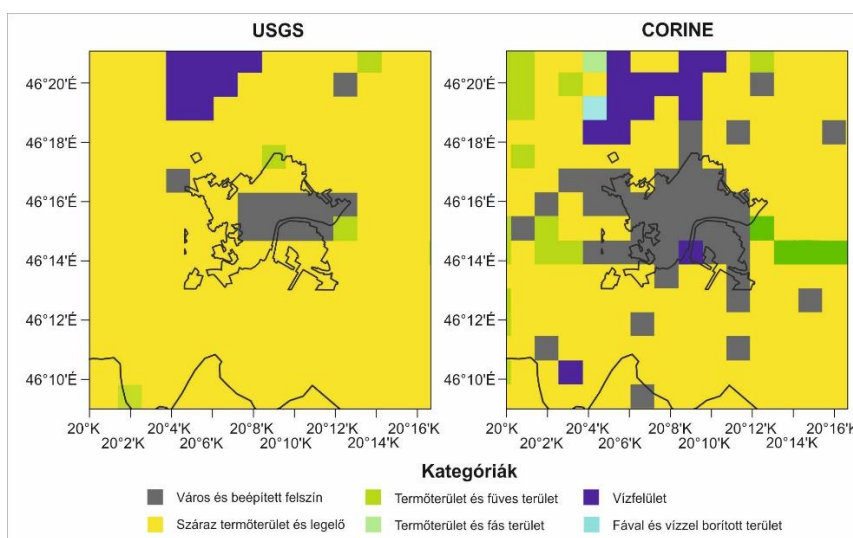
A MARTHA hidraulikus változóit kb. tizenötször több talajminta elemzésével definiálták, mint a HUNSODA paramétereit. Ráadásul előbbieknél nagyobb számú minta származik az Alföldről. Következésképpen a DKSIS-osztályokhoz a MARTHA talajparamétereit rendeltem hozzá, amiket Laza (2012) munkájából emeltem át. A MARTHA-ban egyes talajtextúrák (pl. iszapos agyagos vályog) és a fontos telítési vízvezető-képesség sincs feltüntetve, ezért ezeket Ács *et al.* (2014) analízisében található HUNSODA-adatokkal egészítettem ki

(4.1. táblázat). A fenti adatbázisokkal összesen hat STATSGO hidraulikus paraméter tudtam felülírni, a maradék négyet (pl. kvarctartalom) változtatlanul hagytam. A homokos agyagos vályog és a homokos agyag talajparaméterei között adathiány miatt nem tettem különbséget.

4.2.2. A felszínborítottsági adatbázis

A felszínhasználat területi eloszlásának pontos ismerete kiemelt fontosságú a sugárzási- és energiamérleg tagjainak fizikailag következetes modellezéséhez. Munkámban ezen adatbázis előállításánál elsősorban a mesterséges típusok meghatározására fókuszáltam. A célom egyrészt a városi és természetes felszínek között húzódó határterületek felismerése, másrészt az előbbiekre részosztályokra való bontása volt. Ezt azért láttam szükségesnek, mert mint ahogy egy korábbi fejezetben (3.2. fejezet) is kiemeltem, a mesterséges felszínborítottsági arány (λ_i vagy F_{URB}) T_a -val (ΔT_a -val) való erős korrelációja miatt kulcsparaméternek tekinthető egy adott terület termikus viszonyainak alakításában.

Az új felszínhasználati adatbázisok létrehozását az alapértelmezett adatforrások (azaz az USGS és a MODIS) hiányosságai indokolták. Erre legjobban a 4.3. ábra világít rá, melynek bal oldalán az AVHRR-műholdképek osztályozásán alapuló USGS-felszínhasználatot ábrázoltam. Szigorúan Szegedre fókuszálva megállapítható, hogy a teljes városi területnek csupán a felét fedi le mesterséges kategória, a külváros irányába haladva a „Város és beépített felszín” osztályt a természetes „Száras termőterület és legelő” váltja fel. További problémaként említhető, hogy a mesterséges felszínelemek mindössze egy kategóriába vannak tömörítve, ami azok nagyfokú heterogenitását meglehetősen alulbecsli.



4.3. ábra A felszínborítottság 1,5 km-es felbontású térbeli eloszlása Szeged környékén az USGS és a CORINE adatbázisok alapján. A térképen található fekete vonalak a várost és a szerb-magyar határt jelölik

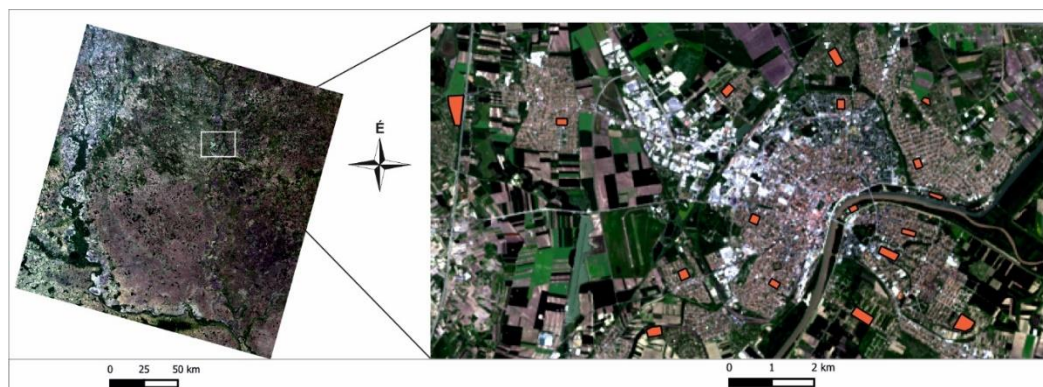
Az új mesterséges felszínosztályok kialakításához a finomfelbontású távérzékeléses információkon (pl. Landsat, RapidEye, Sentinel) alapuló CORINE-adatbázis jelenthet alternatívát. Ez már csak azért is igaz, mivel a CORINE-t kizárólag európai országokra optimalizálták, továbbá a pixeleinek felbontása is meglehetősen nagy (100 m). Ahogy arra a 4.3. ábra jobb oldalán lévő térkép is utal, a CORINE-adatbázis felhasználásával már Szeged teljes területét városi kategória fedi le, illetve a vidéki (természetes) részek is több típussal, a valósággal nagyobb egyezést mutatva jelennek meg az alapértelmezett esethez képest. Mindazonáltal ebben

az adatbázisban is csak egy városi osztály adódik, ami összességében nem tükrözi a felszín reális tagoltságát. Meg kell jegyezni, hogy a CORINE-adatbázis valójában több mesterséges beépítettségű osztályt is elkülönít, de ezek nem feleltethetők meg önkényesség nélkül a WRF négy urbánus kategóriájával (Város és beépített felszín, Magas intenzitású lakóövezet, Alacsony intenzitású lakóövezet, Üzleti/ipari/közlekedési övezet) egyikével sem, így az eredeti mesterséges CORINE-osztályokat a legáltalánosabb „Város és beépített felszín”-ként jelenítettem meg.

A felszíni objektumok osztályozása két logika mentén történhet. Az első esetben – akár csak az USGS vagy a CORINE adatbázisoknál – az egyes kategóriák előállításához nagyfelbontású műholdképek szükségesek, melyeken az elkülönítés az eltérő felszíntípusok különböző sugárzási tulajdonságain (pl. reflektivitás) alapuló spektrális indexeket veszi figyelembe. A másik módszer a felszín morfológiája és az okozott termikus módosítás között állít párhuzamot. Ez utóbbi eljárás azt feltételezi, hogy a hasonló karakterű felszínek hasonló termikus környezetet alakítanak ki (ld. LCZ-osztályozás). Az USGS- és a CORINE-alapú városi felszínkategóriák pontosításához, bővítéséhez mindkét módszert segítségül hívtam.

Első lépésben egy olyan adatbázist készítettem, amiben a természetes felszíntípusokat a meglévő CORINE adatok alkották, míg a városi részekre új kategóriákat vezettem be. Az új mesterséges osztályokat Landsat-8 műholdképek felhasználásával, ún. felügyelt klasszifikációval hoztam létre. Ezen térinformatikai eljárás lényege, hogy a felhasználó olyan tanulóterületeket határol le a műholdfelvételen, amelyek az egyes felszínkategóriákra nézve reprezentatívak. Az osztályozási algoritmus a megadott térrész egy vagy több spektrális tulajdonságát (ez esetben a reflektivitást) átlagolja, és olyan (újabb) területeket keres, ahol ez(ek) a kiszámított átlag(ok) hasonlóak.

Annak érdekében, hogy a folyamat minél megbízhatóbb eredményt adjon, kilenc különböző időpontból származó műholdképet dolgoztam fel, melyeken az összesített felhőborítottság nem haladhatta meg a 10%-ot (4.4. ábra). A vizsgálathoz csak a kék, zöld, vörös és közeli infravörös csatornák megfigyeléseire támaszkodtam, ezért ezeket le kellett választanom a teljes adatállományról. A vörös, zöld és kék sávok műholdképeinek radiometrikus korrekcióját követően azok kombinálásával egyedi kompozitokat állítottam össze. A kompozitfelvételeken a tanulóterületeket úgy jelöltem ki, hogy azok a „Magas intenzitású lakóövezet”, az „Alacsony intenzitású lakóövezet” és az „Üzleti/ipari/közlekedési övezet” kategóriák valamelyikét képviseljék (Molnár et al., 2019b) (4.4. ábra).



4.4. ábra A Landsat-8 187_28-as csempéjének kompozitja a teljes (bal oldal) és a fehér téglalappal kiemelt Szeged környéki területre (jobb oldal) a 2015. május 18. 14:38:23 UTC-s áthaladási időpontban. A jobb oldali ábrán lévő piros sokszögek az erre az időpontra kijelölt tanulóterületeket jelentik a negyedik iteratív lépés után

A tanulóterületek hozzáadása után már az osztályozás következhetett, ami a népszerű legnagyobb valószínűség (*maximum likelihood*) módszerre támaszkodott (Molnár et al., 2017). A folyamat iteratív jellege miatt addig kellett növelnem a tanulóterületek számát, ameddig a kapott térkép elérte a későbbi alkalmazásnak megfelelő részletességet. A klasszifikációt kompozitonként átlagosan 5 iteratív lépés és 25 tanulóterület hozzáadása után tekintetem befejezettnek.

A QGIS térinformatikai szoftverben elvégzett klasszifikáció után a kapott felszínkategóriákat minden rácspontra és időpontban összehasonlítottam, ami technikailag lokális (rácspontenkénti) hisztogramok kiszámítását jelentette. Ekkor az adott rácspont leggyakrabban előforduló osztályát vettem a domináns típusnak. Mivel az egyes rácspontokban a városi kategóriák átlagos szórása 25% alatti volt, valamint az eljárás viszonylag nagyszámú mintán alapult, így a mintaterületek kijelöléséből származó szubjektivitást sikerült minimalizálnom. Utolsó lépésben az eredeti (30 m-es) pixelfelbontást a WRF WPS modulja által igényelt 30 ívmásodpercre (kb. 900 m) növeltem, amit az ún. legközelebbi szomszéd (*nearest neighbourhood*) újramintavételezési eljárással hajtottam végre.

A városi felszín típusok még érzékletesebb reprezentációját az LCZ-osztályozás bevonásával értem el. Ahogy azt a 2.9.1. fejezetben bemutattam, a Lelovics–Gál-módszer és a Bechtel-módszer eredményeként Szeged felszínét 6-6 városi LCZ fedi le. Az LCZ-ken alapuló felszínadatbázis létrehozásához az előbbi módszer meglévő eredményeit használtam fel, mivel ez az eljárás – a Bechtel-módszerrel szemben – nagyobb hangsúlyt fektetett a felszín morfológiai sajátosságaira, ami igen lényeges az UCL termikus viselkedésének modellezése miatt. Hangsúlyoznom kell, hogy a cél nem a Lelovics–Gál-módszer reprodukálása, hanem sokkal inkább a precíz módszertan szerint előállított felszínborítottsági osztályok WRF-be történő beépítése volt.

A WRF az LCZ-kategóriákat csak egyes alprogramok átszerkesztése után tudta befogadni (Molnár et al., 2019a). A Fortran nyelven írt forráskódok módosítása előtt először meg kellett találnom azokat a fizikai modulokat és változókat, amelyek a városi felszínosztályok definiálásáért felelősek. A részletes keresés után kiderült, hogy erre utaló kódrészletek a Noah-ban (*module_sf_noahdrv.F*, *module_sf_noahlsn.F*), a tetőszint sémákban (*module_sf_urban.F*, *module_sf_bep.F*, *module_sf_bep_bem.F*) és az ezeket összekapcsoló felszíni modulban (*module_surface_driver.F*) találhatóak. A programrészletek módosítása után a teljes modellt újra kellett fordítanom, amivel a változtatások már megerősítésre kerülhettek. A folyamat végén a WRF alkalmassá vált – az egyszerű „Város és beépített felszín” kategórián kívül – további 10 városi osztály kezelésére.

A következő részfeladat a Lelovics–Gál-módszer kimeneteinek a modell számára feldolgozhatóvá tétele volt. Ehhez a vektoros formátumú adatokból raszteres állományt hoztam létre a QGIS szoftverben, majd annak felbontását a kívánt 30 ívmásodperchez harmonizáltam. Ezt követően a módosított CORINE- és az LCZ-adatbázisokat úgy fűztem össze, hogy a természetes felszínborítottságú rácspontok változatlanok maradtak, míg a mesterséges CORINE-kategória helyett az LCZ-osztályok kerültek be az új adathalmazba. Ezzel egy olyan adatbázis készült el, ami a természetes részekre a CORINE-, míg Szeged mesterséges felszínborítottságú rácspontjaihoz az LCZ-alapú kategóriákat rendeli hozzá. A folyamat végén kapott adatbázisból egy Java-nyelvű szkript segítségével olyan bináris fájlokat generáltam, amiket már a WRF is kezelni tudott a statikus adatok előfeldolgozása során.

4.2.3. A városi tetőszint paraméterek adatbázisa

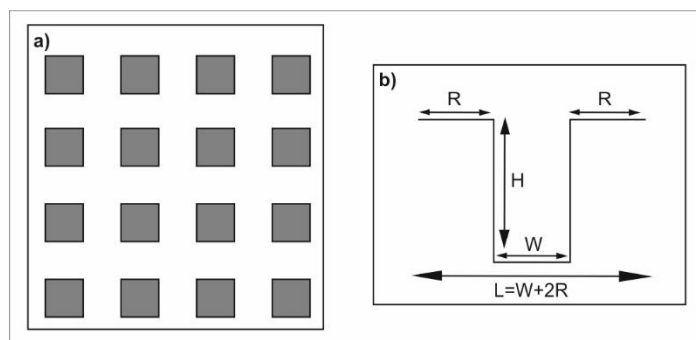
Az eddigiekben tárgyalt talajtextúra és felszínborítottság térbeli változékonyságának ismerete nem nyújt elegendő információt azok fizikai sajátosságairól. Annak érdekében, hogy egy teljesen komplex adatbázis álljon rendelkezésemre, minden egyes talajtextúra és felszínborítottsági kategóriához meghatározott fizikai paramétereket kellett hozzárendelni. Ez azért elengedhetetlen – mint ahogy láttuk a 3.3.3. fejezetben – mert az alapértelmezett változók egy átlagos talaj- vagy felszín típusra érvényesek, használatuk egyedi vizsgálati területeken csökkentheti a modellezés eredményességét. A talajtextúra típusainak fizikai tartalommal való feltöltése a MARTHA- és a HUNSODA-paraméterek bevonásával valósult meg. A felszínborítottságnál ez a folyamat összetettebb volt, hiszen a természetes és mesterséges kategóriák kezelése külön történik a WRF-ben. Mivel a természetes felszínek aránya alacsony a sűrűn beépített városi területek, ezért a *VEGPARM.TBL* és a *LANDUSE.TBL* állományokban lévő vegetációs paraméterek alapértelmezett értékeit változatlanul hagytam (ld. *Függelék; A2. és A3. táblázat*).

A mesterséges felszín típusok morfológiai, termodinamikai és aerodinamikai tulajdonságait az *URBPARAM.TBL*-ben lévő városi tetőszint paraméterek (*Urban Canopy Parameter* – UCP) adják meg, melyek a WRF három városi sémájának változóit foglalják magukban. A sémák együttesen – minden egyes városi kategóriára külön-külön – 62 paraméter ismeretét igénylik. Az UCP-k túlnyomó többsége független az időtől, azonban léteznek olyanok is, amelyek az adott paraméter (pl. Q_F) napi menetéről informálnak. Mint ahogy azt már többször is kiemeltem, lényeges, hogy az UCP-k a vizsgálati terület sajátosságait minél jobban tükrözzék, emiatt fontosnak tartottam az eredeti UCP-k felülvizsgálatát a modellszimulációk megkezdése előtt.

A 3.2. fejezetben bemutatott modellkísérletek eredményei arra utalnak, hogy az UCP-k közül nem mindegyiknek van azonos súlya a városi termikus hatások kormányzásában. Emellett az *URBPARAM.TBL* néhány UCP-je inkább elméleti (empirikus) jellegű (pl. Kanda-féle kicserélődési együttható), ezért ezek nem szorultak átgondolásra. A szakirodalomban publikált relatív súlyok és a rendelkezésre álló adatok ismeretében csak a legfontosabb UCP-eket változtattam meg.

Először a módosított CORINE-adatbázis három városi felszínosztályához készítettem el az új UCP-eket (*Molnár et al., 2017*). Ehhez egy szegedi háromdimenziós épületadatbázist (ld. *Függelék; A1. ábra*), valamint műholdképek (RapidEye és Landsat-8) alapján származtatott adatokat használtam fel. A 2003-ban összeállított vektoros formátumú épületadatbázis (*Unger, 2006*) attribútumtáblája az épületek tengerszint feletti magasságát, a falmagasságát, a tetőmagasságát és alapterületét (A_b) tartalmazta. RapidEye műholdfelvételek révén – *Lelovics et al. (2014)* munkája eredményeként – beépítettségi adat is a rendelkezésemre állt. A meglévő adatokból az épületmagasság (H), a tető- (R) és útszélesség (W), a városi (F_{URB}) és természetes felszínek (F_{NURB}) arányának, valamint az albedó (α) kategóriánkénti átlagait tudtam megadni.

Egy adott épület H értékét természetesen a fal- és a tetőmagasság összege definiálta. Az R -ek és a W -k kalkulációjánál azzal a feltételezéssel éltem, hogy az épületek tetraéder alakúak és az adott városi felszínosztályon belül – az átlagos R -nek megfelelően – egymástól azonos távolságra, mintegy sakktáblaszerűen helyezkednek el (*4.5a. ábra*). További megkötés volt, hogy az épületeknek és a közöttük lévő területeknek szimmetrikus UC-t kell alkotniuk (*4.5b. ábra*).



4.5. ábra Az R és a W származtatásánál feltételezett épület- és kanyonkonfigurációk felülnézeti (a) és keresztmetszeti (b) képe

Ebben az esetben az átlagos tetőszélesség (\bar{R}) egy adott városi kategóriára az alábbiak szerint adható meg:

$$\bar{R} = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{1}{n} A_{b_i}} \quad (4.1.)$$

Az utcaszélesség előállításához ismernem kellett a megfelelő urbánus osztályban azt a területet, amelyet nem épületek foglalnak el, ami másképpen az utcák összterületének (A_S) is tekinthető. Az A_S az adott osztály teljes (A_T) és az épületek által elfoglalt terület különbségeként kapható meg. Ekkor az átlagos utcaszélesség (\bar{W}) a következő:

$$\bar{W} = \sqrt{A_T - \sum_{i=1}^n \frac{1}{n} A_{b_i}} \quad (4.2.)$$

Az α értékeit a módosított CORINE-adatbázis városi felszínosztályainak meghatározásánál már használt, kilenc időpontra letöltött Landsat-8 műholdfelvételek (ld. 4.4. ábra) alapján számítottam ki. A feldolgozás során az eredetileg raszteres állományt a QGIS szoftverben vektoros formátumra konvertáltam, majd a kapott fájlt összekapcsoltam a három városi kategóriáival. Mivel minden városi osztály több α -t tartalmazott, ezért térbeli átlagolással kaptam meg az α osztályonkénti értékeit. A WRF ugyan megkülönbözteti az út, a tető vagy a fal α -ját, de ebben az adatbázisban a három változat között nem tettem különbséget. Az F_{URB} -ot a RapidEye felszínborítottsági adatok térbeli átlagolásával, az F_{NURB} -ot pedig képpontonként, az $I-F_{URB}$ reláció megoldásával becsültem meg.

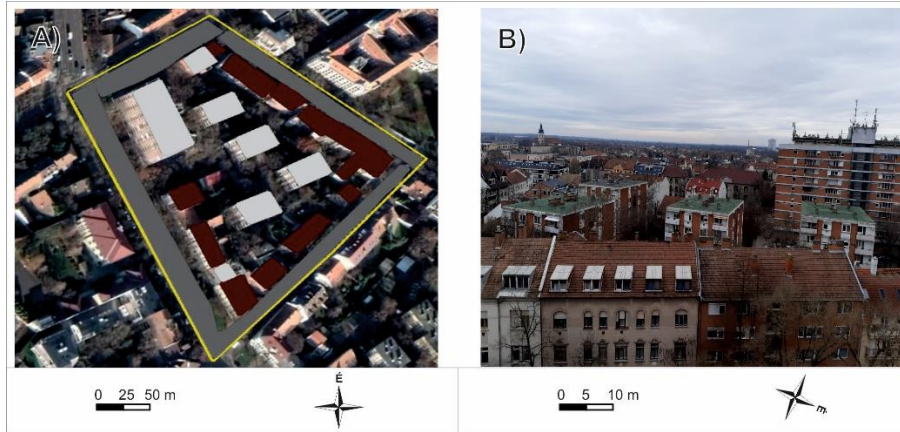
Az LCZ-alapú adatbázisnál nemcsak a felszínosztályok (klímazónák), hanem a kapcsolódó UCP-k némelyike (pl. α , H , F_{URB} , F_{NURB}) is elérhető volt tanszékünk egy korábbi tanulmányából (Unger et al., 2014) (4.2. táblázat), ezért e paramétereket változtatás nélkül beemeltem a készülődő adathalmazba. Észleltem azonban, hogy a meglévő változók számát tovább lehet bővíteni a háromdimenziós épületadatbázis segítségével (Molnár et al., 2019a). A módosított CORINE-adatbázis UCP-inél bemutatott lépéseket elvégezve az R és a W átlagos értékei is ismerté váltak minden egyes LCZ-ben.

4.2. táblázat Az LCZ-alapú városi felszínhasználati kategóriákhoz létrehozott városi morfológiai paraméterek az SLUCM_{WRF} sémában (a dimenzió nélküli F_{URB}/F_{NURB} -tól eltekintve méter mértékegységben) (Unger et al., 2014)

UCP/LCZ	LCZ 2	LCZ 3	LCZ 5	LCZ 6	LCZ 8	LCZ 9
F_{URB}	0,90	0,82	0,58	0,66	0,75	0,25
F_{NURB}	0,10	0,18	0,42	0,34	0,25	0,75
H	13,6	7,9	15,4	5,4	6,6	5,0

A *Stewart és Oke (2012)* által bevezetett séma az adott LCZ-osztályra jellemző sugárzási változókról is tájékoztat (ld. *A1b. táblázat*), jóllehet, azokhoz nem konkrét értékeket, hanem értéktartományokat rendel hozzá. Mivel a későbbi szimulációk miatt fontos volt, hogy minden egyes változóhoz csak egy szám tartozzon, ezért egy kétlépéses eljárással leszűkítettem az adott LCZ-re legjellemzőbb értékeket (*Molnár et al., 2019a*). A módszerhez kapcsolódóan Google Earth műholdképeket és Google Maps utcaszintű fotókat használtam fel, illetve néhány kérdéses esetben helyszíni bejárásom vettem részt (*4.6. ábra*).

Először minden egyes LCZ-n belül olyan (kb. 100 m×100 m-es) mintaterületeket határoltam le a Google Earth-ben, melyek az adott osztály tipikus beépítettségét, épületegyütteseit a leginkább visszaadták. Ezeken a mintaterületeken épületek falai, tetők és utak mindig felismerhetőek voltak. A következő lépésben a mintaterületen belüli épületegységekhez az azokat felépítő anyagtípusokat rendeltem hozzá, amit elsősorban az utcaszintű fotók és a helyszíni bejárások alapoztak meg (*4.6. ábra*). A tapasztalat azt mutatta, hogy az uralkodó építőanyagok a tetőnél a kerámia (cserép) és beton, a falaknál téglá (agyag) és beton, az utakon pedig az aszfalt voltak. A továbblépéshez ezen építőanyagok fizikai paramétereit kellett mérnöki és anyagtudományi táblázatokból (pl. *Wang és Kuo, 2001*) összegyűjtem.



4.6. ábra Az LCZ 5 egyik mintaterületének Google Earth (A) képe és helyszíni fotója (B). A bal oldali ábrán a sötét szürke, a világos szürke és piros alakzatok rendre a mesterséges felszínelemek aszfalttal (utak), valamint betonnal és cseréppel (tetők) való lefedettségére utalnak

Egy adott LCZ-kategóriában egy tetszőleges termodinamikai változó (pl. hőkapacitás – C_{LCZx}) területi átlagát az alábbi összefüggés adta meg:

$$C_{LCZx} = a_{aszfalt}^* \cdot C_{aszfalt} + a_{beton}^* \cdot C_{beton} + a_{cserép}^* \cdot C_{cserép} + a_{tégla}^* \cdot C_{tégla}, \quad (4.3.)$$

ahol $a_{aszfalt}^*$, a_{beton}^* , $a_{cserép}^*$, $a_{tégla}^*$ az adott anyagtípus relatív területét kifejező, a mintaterülettel is súlyozott együttható, $C_{aszfalt}$, C_{beton} , $C_{cserép}$, $C_{tégla}$ az adott anyagtípus hőkapacitása [$J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$]. Az a^* súlyok előállítása során az anyagtípusok relatív területei mellett az adott LCZ-ben kijelölt mintaterületek relatív kiterjedését is figyelembe kellett vennem, azaz például:

$$a_{aszfalt}^* = \frac{1}{LCZ_{xössz}} \sum_{i=1}^n \left(\frac{a_{aszfalt_i}}{a_{aszfalt_{össz}}} \cdot \frac{T_{aszfalt_i}}{T_{aszfalt_{össz}}} \right). \quad (4.4.)$$

Erre a lépésre azért volt szükség, mert habár törekedtem arra, hogy a mintaterületek közel azonos nagyságúak legyenek, az esetleges kis eltérések azonban a reprezentativitás csökkenését okozták volna.

Az LCZ-adatbázist nemcsak az SLUCM_{WRF} városi felszínparametrizációval, hanem a BEP sémával is kompatibilissé tettem. Ehhez az SLUCM_{WRF}-nek csak néhány UCP-jét kellett módosítanom, hiszen a két séma változói – a H függőleges eloszlásától és a δ -tól eltekintve – nem különböznek. Az egyszerűséget szem előtt tartva, a BEP-ben csak „klasszikus” észak-déli és nyugat-keleti kitettségű UC-eket definiáltam, melyek átlagos H és W értékei természetesen megegyeztek az SLUCM_{WRF}-paramterizációban megadottakkal (ld. 5.2. táblázat). A H LCZ-ken belüli vertikális eloszlásait a szegedi épületadatbázisból kiszámított, 5 m-es felosztású hisztogramokkal közelítettem.

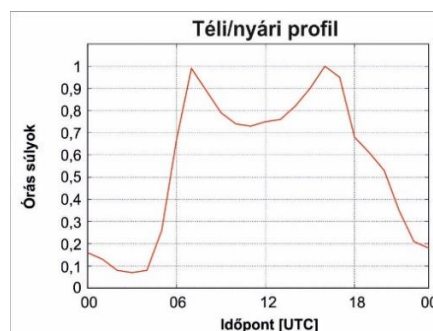
A BEM-séma az SLUCM_{WRF}-hez és a BEP-hez képest még komplexebb UCP-k ismeretét igényli, melyek alapértelmezett értékeit – megfelelő adatok hiányában – nem állt módomban pontosítani. Következésképpen a BEM városi parametrizációs opciót a modellezés során mindvégig figyelmen kívül fogom hagyni.

4.2.4. Az antropogén hő adatbázisa

Ahogy azt a 2.6. fejezetben már érintettem, a közlekedés, a lakossági energiafelhasználás és az ipari tevékenység következtében a légkörbe jutó antropogén hő bizonyos időszakokban és meteorológiai körülmények között akár több fokkal is melegítheti egy város levegőjét. Minthogy a Q_F már egy Szeged méretű városnál sem elhanyagolható, így annak tér- és időbeli menetének ismerete nem csupán bővíti a módosított statikus adatok mennyiségét, hanem hozzájárulhat a fellépő modellhibák mérsékléséhez.

A szegedi Q_F -et több, különböző komplexitású módszer segítségével is közelítettem (Molnár *et al.*, 2020). Azért alakítottam ki párhuzamos adatbázisokat, mert így a későbbiekben lehetőség nyílt azon kérdés megválaszolására, hogy létezik-e kompromisszum a Q_F előállításához szükséges adatmennyiség és a különböző Q_F -ek ismeretében szimulált meteorológiai változók (pl. T_a) pontossága között. A válasz kiderítésére megkonstruált adatbázisok egy globális (LUCY – Large Urban Consumption of Energy) (Allen *et al.*, 2011) és egy regressziós modell (Sailor *et al.*, 2015) összefüggéseire, valamint az LCZ-konceptió alapértelmezett Q_F értékeinek adaptálására támaszkodtak.

Az LCZ-osztályozás minden városi kategóriában – a korábban ismertetett geometriai, aerodinamikai és sugárzási változókkal összhangban – olyan tartományokat hoz létre, amelyek a Q_F szélsőértékeit jelölik. Ez a gyakorlatban nem túl praktikus, hiszen a modellezés során a legvalószínűbb átlagos értékekre van szükség. Logikusnak tűnt tehát a tartományok számtani közepével megfeleltetni a Q_F -et. E statikus értékek ugyanakkor nem informálnak a fluxus napi, heti, évszakos és éves meneteiről, így a $Q_F(t)$ -t az *URBPARM.TBL*-ben elhelyezett alapértelmezett profillal helyettesítettem (4.7. ábra).



4.7. ábra Az LCZ_ Q_F adatbázishoz meghatározott nyári és téli Q_F profilok. A 0 (1) értékű óras súly a lehetséges legkisebb (legnagyobb) hőbocsátást jelenti

Nem lehet azonban nem kiemelni, hogy az egyetlen profil alkalmazása a hétköznapi és hétvégék, illetve az évszakok közötti különbségeket kétségtelenül elmossa. Erre az adatbázisra a későbbiekben LCZ_Q_F -ként fogok hivatkozni.

A LUCY globális modell a bemenő adatok térbeli finomításával akár egyedi városi területeken is jól alkalmazható. A modell a Q_F -et ($W\ m^{-2}$ -ben) az emberi metabolikus hőtermelés (Q_M), valamint a közlekedési (Q_V) és épületi energiafelhasználás (Q_B) eredőjeként értelmezi. Egy A területű (km^2 -ben) rácspontban a $Q_M(t)$ a népességszám (P – fő) és az lakosság aktivitásától függő metabolikus ráta ($H_M(t) - W$) ismeretében adható meg:

$$Q_M(t) = \frac{P H_M(t)}{A \times 10^6} \quad (4.5.)$$

Sailor és Lu (2004) alapján a $H_M(t)$ az alvási periódusban (23 és 5 óra helyi idő között) 75 W-nak, míg az aktív (pl. munka, utazás) időszakban (7 és 21 óra helyi idő között) 175 W-nak adódott. Az átmeneti szakaszokban a $H_M(t)$ -t pedig 125 W-tal feleltettem meg. A 4.5. egyenlet legnagyobb hiányossága, hogy nem veszi figyelembe a P egyébként igen nehezen becsülhető, ingázás okozta változásait.

A Q_M -hez képest a Q_V egy lényegesen nagyobb súlyú változó. Megadása a gépjárművek típus szerinti eloszlásának, a típusok fogyasztási jellemzőinek és forgalomdinamikai sajátosságok ismeretében történhet:

$$Q_V(t) = \frac{[V_C E_C + V_M E_M + V_{FR} E_{FR}] F \times 24 \times P D H_W(t)}{A \times 3,6 \times 10^{12}} \quad (4.6.)$$

ahol V_C , V_M és V_{FR} rendre az 1000 főre jutó személygépjárművek, motorkerékpárok és tehergépjárművek száma; E_C , E_M és E_{FR} a személygépjárművek, motorkerékpárok és tehergépjárművek emissziós tényezői ($W\ m^{-1}$); F a gépjárművek számától függő szorzótényező; D a gépjárművek által egy nap alatt megtett átlagos távolság (m); $H_W(t)$ az utak telítettségének átlagos órás mértéke (%-ban). A V_C , V_M és V_{FR} értékeire a Központi Statisztikai Hivatal országos adatbázisából következtettem (*KSH, 2018a*). Ez alapján a V_C 372-nek (84%), a V_M 18-nak (4%), a V_{FR} pedig 52-nek (12%) adódott.

Az E az adott gépjárműtípus átlagos üzemanyag-fogyasztásától és sebességétől függő paramétere. Mivel hazánkban városi területen a megengedett maximális sebesség $50\ km\ h^{-1}$, ezért ez a haladási sebesség felső korlátjának is tekinthető. Mindazonáltal a forgalom és közlekedésbiztonsági megoldások (pl. körforgalmak, sebességcsökkentett övezetek) miatt ez a sebesség a valóságban alacsonyabbnak, hozzávetőleg $40\ km\ h^{-1}$ -nak vehető. E sebességet mindhárom megkülönböztetett gépjárműtípusnál azonosnak tekintettem. Az üzemanyag-fogyasztás a preferált modellek relatív számának a függvénye. A legnépszerűbb hazai személygépjárművek közé az Opel, a Suzuki, a Volkswagen, a Ford és a Renault sorolható (*KSH, 2018a*). Egy 2009-es adat szerint (*KSH, 2009*) a személygépjárművek kb. 80 százalékát benzin, míg 20 százalékát dízel hajtotta, és úgy tűnik, ez az arány napjainkra sem változott jelentősen (*BoschBlog, 2016*). Ha ehhez még hozzávesszük a fenti öt márka preferált modelljeinek (*Autószeaktor, 2018*) átlagos üzemanyag-fogyasztását, akkor a személygépjárművek emissziós tényezője ($E_C=0,89\ W\ m^{-1}$) is megbecsülhető. Hasonló gondolatmenet után a többi jármű emissziós tényezőjére az $E_M=0,38\ W\ m^{-1}$ és $E_{FR}=3,67\ W\ m^{-1}$ értékeket kaptam.

A KSH adatközlése alapján (*KSH, 2013b*) a D 34 km-nek adódott. A $H_W(t)$ órás és napi meneteire szintén a 2012-es összefoglaló alapján következtettem (*KSH, 2013b*). A KSH adatokat a Magyar Közút Zrt. 2018-as forgalomszámlálási adataival (*Magyar Közút, 2018*) egészítettem ki. Ebben az évben Szeged markáns közlekedési csomópontjaiban – és feltételezhe-

tően a város teljes területén is – januárban (májusban) volt a legkisebb (legnagyobb) forgalom. Igaz volt továbbá, hogy 2018-as hétvégéken kb. 30–40%-kal kevesebb gépjármű közlekedett, mint a hétköznapokon (4.3. táblázat). Az adatsorok elemzése után a különböző járműtípusok $H_W(t)$ profiljai között nem találtam lényeges különbségeket, ezért azokat azonosnak tekintettem. Illetve mivel a forgalomszámlálást csak a város forgalmasabb helyszínein végezték, ezért a Szeged teljes területére egy (átlagos) profillal kellett számolnom.

4.3. táblázat A szegedi Bertalan hídra vonatkozó 2018-as forgalomszámlálási adatok (Magyar Közút, 2018).

A számok a hétköznapok és vasárnapok átlagos forgalmának az éves átlagtól vett eltéréseit jelzik három gépjárműtípusra lebontva

	Személygépjármű	Tehergépjármű	Motorkerékpár
Hétköznap	+6%	+26%	+9%
Vasárnap	–28%	–80%	–21%

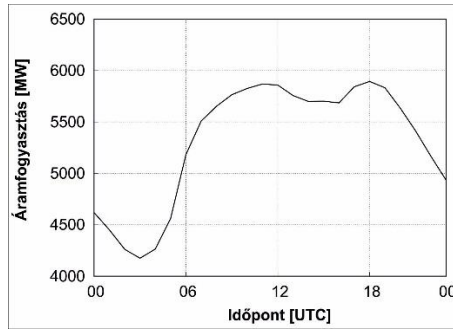
A szakirodalom szerint a Q_F komponensei közül (éves átlagban) a Q_B -hez köthető a legnagyobb kibocsátott hőmennyiség. A LUCY-ban a Q_B -re szabott feltétel, hogy az épületekben megtemelt hő veszteség nélkül, Q_H -ként távozik a légkör irányába. A Q_B -t elsősorban az épületek belső terének termoregulációja és az elektromos vagy földgázzal működő eszközök (pl. televízió, számítógép, sütő, mosógép) alakítják, és a következő egyenlet írja le:

$$Q_B(t) = \frac{E_T P_{HE}(t) T_F}{P_T A \times 8,76 \cdot 10^6}, \quad (4.7.)$$

ahol E_T az adott ország teljes lakossági energiafelhasználása (kWh), $H_E(t)$ az óras lakossági energiafelhasználás forrásonkénti aránya (kWh), T_F egy hőmérsékletfüggő skálatényező, P_T az adott ország teljes lakossága. A nevezőben lévő szám a Q_B W m⁻²-be való átalakítását szolgálja. A 4.7. egyenlethez kapcsolódó változókat magyarországi közművek és statisztikai adatbankok segítségével származtattam.

A MEKH (Magyar Energetikai és Közmű Szolgáltatási Hivatal) adatai szerint 2017-ben az E_T kb. $3 \cdot 10^{11}$ kWh volt Magyarországon (MEKH, 2018). A KSH 2019-es becslése alapján a P_T pedig 9 772 756 fő volt (KSH, 2019). A $H_E(t)$ -t, mint a Q_B egyik kulcsparaméterét, az aktuális gáz és elektromos áram fogyasztásának összegével feleltettem meg. Ez a nyilvánvaló leszűkítés azért volt megtehető, mert a nagyvárosokban (és egyre inkább vidéken is) a fa- és kőszénalapú-tüzelés hozzájárulása általában kicsi (15% alatti) az E_T -hez (MEKH, 2018). A főzéssel vagy az elektromos eszközök mindennapos használatával szemben, a fűtési vagy a hűtési (légkondicionálás) tevékenységeknek határozott évszakos változékonysága van, ami a földgáz és áramfogyasztási profilokon is tetten érhető volt.

A Magyar Villamosenergia-ipari Átviteli Rendszerirányító Zrt. óras adatai (MAVIR, 2018) arra engedtek következtetni, hogy a lakosság a legtöbb (legkevesebb) elektromos áramot februárban (júliusban) használta fel. Az elektromos hálózat maximális (minimális) napi terhelése pedig délben (hajnalban) volt megfigyelhető (4.8. ábra). A döntően fűtéshez köthető lakossági földgázfelhasználás még élesebben változott az idő függvényében, ami a fogyasztás T_a -val való kapcsolatnak tulajdonítható. A MEKH Földgázszállító Zrt. 2017. évi jelentése (FGSZ, 2018) azt jelzi, hogy 16–17 °C az a napi középhőmérséklet ($T_{közép}$), ami alatt a gázfogyasztás drasztikus, jellemzően lineáris emelkedést mutat a $T_{közép}$ csökkenésével. A jelentésben található regressziós összefüggéssel – a $T_{közép}$ ismeretében – a napi lakossági gázfelhasználás könnyen megbecsülhető. Óras fogyasztási adatok hiányában a napi gázmennyiség egyenletes eloszlásával számoltam.



4.8. ábra A hazai lakossági áramfogyasztás átlagos napi menete 2018 februárjában (MAVIR, 2018)

Az FGSZ összefoglalóban megállapított 16 °C egy olyan hőmérsékletnek is tekinthető, amely mellett a lakosok napi szinten a legkevesebb gázmennyiséget használják fel. Másszóval a küszöbhőmérséklet (vagy bázishőmérséklet; T_b) alatt a fűtésből, míg felette inkább a hűtésből származó energiafelhasználás dominálja a Q_B -t. A T_F skálatényező ($T_b = T_{közép}$ esetén $T_F = 0,7$; Allen et al., 2011) éppen ezt a váltást irányítja. Pontosabban mondva azt fejezi ki, hogy az aktuális napi $T_{közép}$ -nek a T_b -től való eltérése mennyivel (százalékban) növeli a fűtésből vagy hűtésből adódó energiafelhasználást. Hazánkban például a $T_{közép}$ 1 °C-os csökkenése kb. 7%-kal fokozza a lakossági földgázfogyasztást (FGSZ, 2018). A villamosenergia esetében már nem ennyire egyértelmű a helyzet, hiszen a T_b erre az energiatípusra 12 °C. Ráadásul a hőmérsékletváltozás hatása is kétirányú, mivel a T_b 1 °C-os csökkenése kb. 0,2%-os, míg hasonló mértékű növekedése kb. 0,4%-os áramfogyasztás-emelkedést von maga után (Sugár, 2011). Jóllehet a kánikula okozta csúcsidőszaki klímaberendezés-használat akár 1–2%-os növekedést is eredményezhet (MAVIR, 2018). A gáz- és áramfogyasztás eltérő hőmérsékleti függése miatt három különböző T_F -et is definiáltam (4.8. egyenlet), melyek súlyozott átlaga adta meg a 4.7. egyenletben használt végső értéket ($0,7 \leq T_F \leq 1$). Az így kapott adatbázist a jövőben $LUCY_Q_F$ névvel illetem.

$$T_F = \begin{cases} T_{F_{áram_1}} = 0,7 + \left[\frac{0,4}{100} \cdot (T_{közép} - 12) \right], & \text{ha } T_{közép} > 12 \text{ °C} \\ T_{F_{áram_2}} = 0,7 + \left[\frac{0,2}{100} \cdot (12 - T_{közép}) \right], & \text{ha } T_{közép} < 12 \text{ °C} \\ T_{F_{gáz}} = 0,7 + \left[\frac{7}{100} \cdot (16 - T_{közép}) \right], & \text{ha } T_{közép} < 16 \text{ °C} \end{cases} \quad (4.8.)$$

Sailor et al. (2015) észak-amerikai metropoliszokra végzett regressziós analízisével a Q_F lokális maximumairól ($Q_{F,max}$) és időbeli menetéről ($Q_{F,max}(t)$) gyűjtött információkat. Az elkészített adatbázisuk helyi áramfogyasztási és közlekedési szokásokon (pl. üzemanyag-fogyasztás, gépjárművek sebessége és az általuk megtett napi távolság), hőmérsékleti méréseken, valamint az emberek metabolikus aktivitásán nyugvott. A szerzők azt találták, hogy a $Q_{F,max}$ -ot nyáron csak a P , míg a többi évszakban a fűtési foksám (Heating Degree Days – HDD) határozza meg, azaz:

$$Q_{F,max}(\text{nyár}) = \beta_0 + \beta_1 \cdot P, \quad (4.9.)$$

$$Q_{F,max}(\text{tél, tavasz, ősz}) = \beta_0 + \beta_1 \cdot P + \beta_2 \cdot HDD. \quad (4.10.)$$

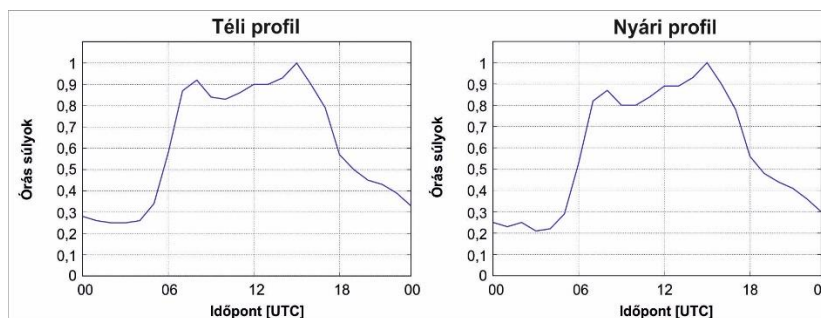
Sailor et al. (2015) szerint a fenti regressziós egyenletek az f_{ec} paraméteren keresztül európai mintaterületekre is kiterjeszthetők. Az f_{ec} megadásához az USA és az adott ország energiafelhasználásainak különbségét kell ismerni. Ezzel a következő – Szegedre is alkalmazható – egyenlethez jutunk:

$$Q_{F, \max}(\text{USA-n kívül}) = f_{ec} \cdot Q_{F, \max}(\text{USA}). \quad (4.11.)$$

A különböző évszakok β_0 , β_1 , β_2 értékeit a 4.4. táblázat tartalmazza. Az USA és Magyarország 1 főre jutó primer energiafelhasználását összevetve, az f_{ec} kb. 0,47-nek tekinthető (IEA, 2017). Sailor et al. (2015) a téli és a nyári félévre is létrehozott órás felbontású profilokat. Előbbire valószínűleg kettőt is, melyek az adott város éves HDD-jétől függenek. 4000 °C alatti HDD-vel rendelkező településeken – így Szegeden is – a “meleg tél” elnevezésű profilt kell figyelembe venni (4.9. ábra). A fenti regressziós adatbázisra a következőkben REGR_ Q_F -ként utalok.

4.4. táblázat A REGR_ Q_F módszer egyenleteinek regressziós együtthatói a különböző évszakokban (Sailor et al., 2015)

Évszak	β_0	β_1	β_2
Tél	-6,638	0,010	0,009
Tavaszi	-0,160	0,007	0,007
Nyári	2,554	0,000	0,007
Ősz	0,618	0,006	0,007



4.9. ábra A REGR_ Q_F adatbázishoz meghatározott nyári és téli Q_F profilok. A 0 (1) értékű óras súly a lehetséges legkisebb (legnagyobb) hőkibocsátást jelenti

Látható, hogy a 4.9. és 4.10. egyenletekben a P és a HDD is csupán egy értéket takar, ezért ebben a formában a $Q_{F, \max}$ területi eloszlása nem értelmezhető. A HDD -nél az egyedüli érték ($HDD \approx 2500$ °C) elfogadható lenne, mivel ez a paraméter Szegeden belül nem változik élesen. A P -nek ugyanakkor nagy térbeli változékonysága van. Mivel a P nemcsak a REGR_ Q_F -ben, hanem a LUCY_ Q_F adatbázisban is fontos tényező, ezért a térbeli mintázatainak minél akkurátusabban becslése szükséges volt. Már csak azért is, mert a LUCY modell alapértelmezett P adatbázisai felbontásuknál fogva (pl. CIESIN-adatbázis – 2,5 ívperc) ennek a célnak nem feleltek meg. Minthogy legjobb tudomásom szerint e populációs adatbázisoknál nem érhetőek el kedvezőbbek publikusan, ezért a P szegedi eloszlásának meghatározására saját eljárást dolgoztam ki.

A módszerben a 2018-as országgyűlési választás szegedi adatait használtam fel. A Nemzeti Választási Iroda honlapján (Nemzeti Választási Iroda, 2018) az egyéni szavazóközetek területe és a körzetek szavazásra jogosult lakosainak száma is fel van tüntetve. Azzal a feltételezéssel élve, hogy a szavazóközökbe regisztrált lakosoknak – az átszavazókat nem beleértve – az adott körzetben (esetleg annak szűk környezetében) van az állandó lakóhelyük, a P területi eloszlása jól közelíthető.

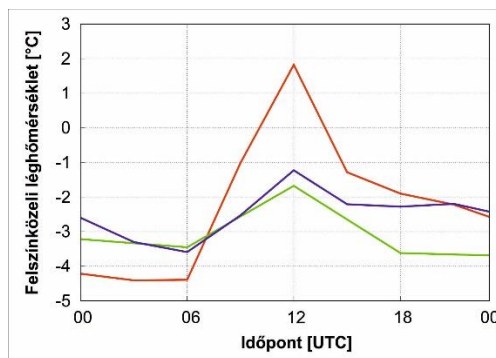
A folyamat elején az egyéni körzetekből vektoros állományokat generáltam a QGIS szoftverrel. Ezt követően a körzetek egyedi attribútumtábláihoz a potenciális (és nem a szava-

záson ténylegesen résztvevő) szavazók számát rendelttem hozzá. Természetesen a teljes lakosság nem kizárólag szavazókból áll, hanem kiegészül a 18 év alatti lakossággal is. A 2011-es népszámlálás szerint a szegedi fiatalok aránya 16% körüli (KSH, 2013a), ezért ezzel az aránnyal bővítettem a szavazók számát. Részletesebb információ hiányában a fiatal lakosokat a szavazókörök feltételezett felnőtt lakosságának relatív súlya szerint adtam hozzá a megfelelő szavazókörhöz.

A zónák összlakosságát egy, a teljes vizsgálati területet lefedő ekvidisztáns rácsháló diszkrét rácspontjaihoz rendelttem a legközelebbi szomszéd interpoláció alkalmazásával. A módszerben ugyan a szegedi lakosnak számító, de más városba átjelentkező polgárok nincsenek hozzáadva, de ezek alacsony száma miatt a tényleges és a becsült szegedi összlakosság szám közötti különbség hibahatáron belüli (kb. 3%) volt.

4.3. A városklíma mérőhálózat adatainak asszimilációja

A WRF segítségével végzett városi léptékű vizsgálatoknál a modell számára nélkülözhetetlen kezdeti- és határfeltételeket általában globális modellek előrejelzéseinek, illetve reanalízis adatbázisok változóinak leskálázása biztosítja (ld. 3.3.3. fejezet). E bemenő meteorológiai adatok általában megfelelő alapot jelentenek a finomabb felbontású modellfuttatásokhoz, azonban léteznek olyan meteorológiai helyzetek (pl. hideg légpárna, helyi konvekció), amikor a relatíve durva felbontású produktumok nem kielégítőek az adott légköri folyamat fizikailag konzisztens reprodukálására (Molnár et al., 2018). Emiatt ilyenkor a mezosklájú szimulációk kimenetei pontatlanok lehetnek és az adatbázis megválasztásától is számottevően függhetnek (4.10. ábra).



4.10. ábra A GFS (piros), az ERA-Interim (zöld) és az ERA5 (kék) produktumok alapján generált WRF bemenő adat (felszínközeli lég hőmérséklet) 2016. december 21. 0 UTC és 22. 0 UTC között a ($\varphi=46,26^\circ$ É; $\lambda=20,09^\circ$ K) pontban

A 2.9.3. fejezetben bemutatott szegedi városklimatológiai mérőhálózat 10 perces T_a és RH megfigyelései – a modelleredmények későbbi ellenőrzésén kívül – a bemenő meteorológiai adatok háromdimenziós variációs (3DVAR) asszimilációval történő „finomításához” is jó alapot nyújthatnak. A célom ezért az volt, hogy a helyi megfigyelések 3DVAR asszimilációjával az alapértelmezett meteorológiai modellinputok minőségét fejlesszem és így a valóságra még inkább rezonáló inicializációs és analízis mezőket generáljak a különböző időpontok szimulációihoz.

A 3DVAR adatasszimiláció a modell WRFDA moduljában (ld. 3.3.1. fejezet) történik és a következő alapegyenletet használja fel:

$$J(\mathbf{x}) = (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) + (\mathbf{y} - \mathbf{H}\mathbf{x})^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{H}\mathbf{x}), \quad (4.12.)$$

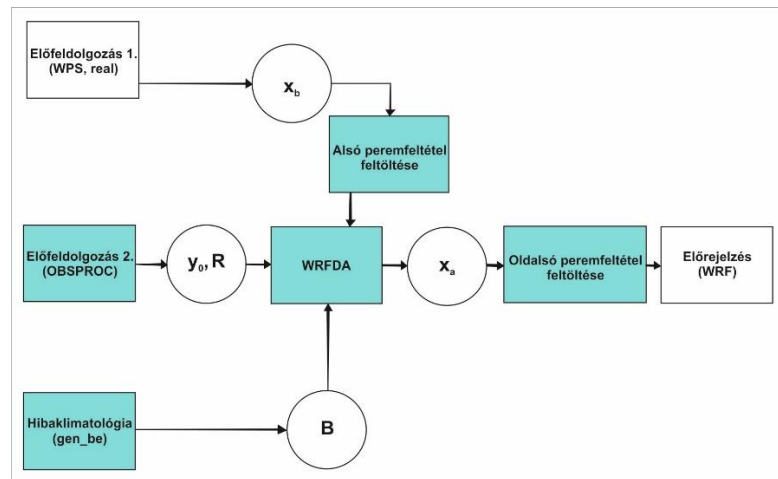
ahol \mathbf{x} a megbecsülendő változók vektora, \mathbf{y} a megfigyelések vektora, \mathbf{x}_b egy megelőző futtatóból előrejelzett változók vektora, \mathbf{H} a megfigyelési operátor (mátrix), \mathbf{B}^{-1} az előrejelzett és megfigyelt változók közötti hibastatisztikák inverzmátrixa és az \mathbf{R}^{-1} a megfigyelési hibastatisztikák inverzmátrixa. A feladat a $J(\mathbf{x})$ veszteségfüggvény minimalizása, azaz:

$$\nabla J(\mathbf{x}) = 0. \quad (4.13.)$$

A fenti művelettel az adott változó új analízis mezeje (\mathbf{x}_a) az alábbi formában kapható meg:

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{B}\mathbf{H}^T (\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1} [\mathbf{y} - \mathbf{H}\mathbf{x}_b] + \mathbf{x}_b. \quad (4.14.)$$

Az adatasszimiláció során a 4.11. ábráról leolvasható lépéseket követtem. Ezek közül az első mindig az \mathbf{x}_b -k generálását takarta, ami a gyakorlatban az alapértelmezett meteorológiai inputok (GFS előrejelzések GRIB állományainak) előfeldolgozását (a modell WPS moduljában) és rácspontra illesztését (a modell REAL moduljában) jelentette. Az \mathbf{y} -t és az \mathbf{R} -t az OBSPROC alprogramban hoztam létre. Ehhez az asszimilációnál felhasznált felszíni (p : az OMSZ Bajai úti mérése; T_a és RH : a tanszéki mérőhálózat mérése), illetve rádiószondás (p , T_a , RH és szélesség (v) és -irány: az OMSZ Bajai úti mérése) megfigyeléseket ún. LITTLE_R formátumba konvertáltam, mivel a WRF csak így tudta az adatok előfeldolgozását elkezdni. Az OBSPROC egység az \mathbf{R} hibamatrixot a műszerekhez és a mérési módokhoz (pl. felszíni/távérzékel, közvetlen/közvetett) kapcsolódó tapasztalati mérési hibák szerint állítja elő. Az *obserr.txt* állományban javasolt maximálisan megengedett hibakorlátokon (ez pl. az RH -ra 10%, a T_a -ra pedig 2 °C) nem módosítottam.



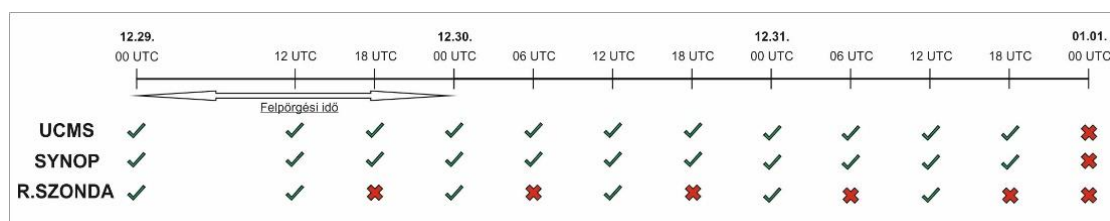
4.11. ábra Az adatasszimiláció folyamata a WRF-ben. A kékkel kiemelt téglalapok azokra a lépésekre utalnak, amelyeket kizárólag az adatasszimiláció során kell végrehajtani (WRF User Guide, 2019 alapján módosítva)

A \mathbf{B} mátrixát az NMC (National Meteorological Center) módszerrel (Parrish és Derber, 1992) definiáltam. Ezen eljárás különböző időpontokban inicializált (pl. 0 és 12 UTC) modellfutásokat azonos előrejelzési időpontban hasonlítja össze, és eközben a köztük fellépő hibákat számszerűsíti. Wang et al. (2014) szerint minél több szimuláción alapul az összehasonlítás, annál részletesebb „hibaklimatológia” érhető el. A \mathbf{B} megkonstruálásához ezért 31 összefüggő nap (2016. november 21.–december 21.), napi kétszer (0 és 12 UTC-kor)

inicializált, egyenként 24 óra időtartamú szimulációit (összesen tehát 62 szimulációt) használtam fel.

Mivel a **H** megfigyelési operátor csak egy interpolációs műveletet takar, ezért a **B** kalkulációját követően a 4.12. egyenlet minden tagja ismertté vált, így a kívánt x_a -t is meg lehetett adni. Az x_a általában csak több iterációs lépés után tekinthető véglegesnek. Az optimális x_a -t ismerve a kezdeti- és határfeltételek fájljainak (*wrfinput_d** és *wrfbdy_d01*) frissítése is megtörtént.

A szegedi megfigyelési adatok asszimilációja a 4.12. ábrán a feltüntetett stratégiát követte. A 4.4.3. fejezetben részletezésre kerülő 2016-os téli időszakra elvégzett adatasszimiláció során a szimulációs periódus első 24 órája a modell felpörgési időszakát jelentette. Már a felpörgési időszak elején is helyi megfigyelésekkel egészítettem ki az alapértelmezett meteorológiai mezőt, amivel a modell egyensúlyi állapotának minél korábbi bekövetkezését próbáltam megteremteni. Az első 12 órát követően a mérési adatokat hat óránként, ciklikusan tápláltam a modellbe (y), melyeket korábban egy saját bash szkript segítségével – SYNOP és TEMP (rádiószondás adatok) táviratként – a már említett LITTLE_R formátumba ágyaztam. Ekkor a kiindulási x_b -t („first guess”) a hat órával korábban inicializált futtatás megfelelő előrejelzése jelentette (pl. 12. 31. 06 UTC: a 0 UTC-s futtatás 6 UTC-re vonatkozó előrejelzése). Ismert, hogy rádiószondás megfigyeléseket Szegeden csak 0 és 12 UTC-kor végeznek az OMSZ munkatársai, ezért azok asszimilációja csak ezekre az időpontokra volt lehetséges (4.12. ábra).

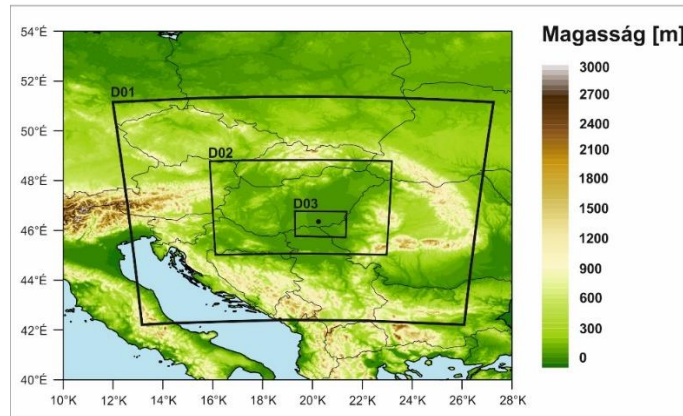


4.12. ábra Az adatasszimilációs stratégia a téli modellezési időszakban. Az UCMS, SYNOP és R.SZONDA az adott időpontban felhasznált adatforrásokat (rendre a tanszéki állomások és az OMSZ felszíni és magaslégköri adatait) jelölik

4.4. Az alkalmazott modellbeállítások

4.4.1. A modellezési tartományok és parametrizációs sémák

A modellfutattásokat a WRF 3.9-es verziójával végeztem, ami hivatalosan 2017 áprilisától áll a felhasználók rendelkezésére. A szimulációkhoz kétszeres beágyazási stratégiát választottam. A legkülső tartomány (D01) Közép-Európát fedte le, a rácsfelbontása pedig 13,5 km (80×75 rácspon) volt. Mivel 1:3-as beágyazást alkalmaztam, ezért a köztes (D02: 121×94 rácspon) és a legbelső (D03: 106×79 rácspon) tartomány felbontása rendre 4,5 és 1,5 km-nek adódott (4.13. ábra). Ezzel a D03 1,5 km-es rács távolsága elegendően finom a városi folyamatok vizsgálatához, de egyben elegendően nagy a 3.2. fejezetben taglalt numerikus zajok (ld. terra incognita probléma) kiszűrésére is. A legbelső tartománynak a kialakításánál azt is figyelembe vettem, hogy Szegedet a D03 középpontjába helyezzem el. Ekkor ugyanis a tartomány határán potenciálisan fellépő numerikus anomáliák minimalizálhatóak a szimulált adatsorokban.



4.13. ábra A három modellezési tartomány (D01, D02, D03) elhelyezkedése Közép-Európában. A fekete pont Szegedet jelöli a D03-on belül

Függőlegesen 44 szigma modellszintet jelöltem ki, melyek közül az utolsó – a 10 hPa-os nyomási nívó – adta meg a képzeletbeli légkör felső határát. A 44 vertikális szint legtöbb esetben ekvidisztánsan helyezkedett el. A BEP sémához kapcsolódó szimulációkban – e parametrizáció előnyeinek kiaknázása érdekében – a modellszintek számát 52-re emeltem és az első 11 szintet a troposzféra alsó 2 km-ében helyeztem el.

Mindegyik futtatást 0 UTC-re (télen 01 LT; nyáron 02 LT) inicializáltam, és az első 24 óra kimeneteit nem használtam fel az elemzéshez, azt a modell felpörgési idejének tekintettem. Vizsgálataim során 2 és 14 napra is készítettem szimulációkat. Igaz, az első eset a felpörgési idő miatt valójában 72 órás időtartamú futtatásokat jelentett. A második esetben a két hetet kétnapos szakaszokra kellett bontanom annak érdekében, hogy állandó minőségű meteorológiai inputot biztosítsak a szimulációkhoz. A teljes időszak modelleredményeit tehát hét darab, egyenként 72 órás szimulációból (felpörgési+effektív idő=24+48 óra) illesztettem össze.

A fizikai parametrizációk tesztelése nem volt a vizsgálatom prioritásai között, azok jelenlegi kombinációját a szakirodalmi tapasztalatokat követve alakítottam ki. A beállítások szabadsági fokát némileg csökkentette, hogy az egyes futtatásoknál bekapcsolt BEP városi séma csak a Noah felszíni sémával, valamint a BouLac (*Bougeault és Lacarrere, 1989*), illetve a Mellor–Yamada–Janjic (MYJ) PBL parametrizációkkal kompatibilis. A következő parametrizációk minden egyes szimulációnak állandó elemei voltak: Noah felszíni séma, RRTMG hosszú- és rövidhullámú sugárzási séma (*Iacono et al., 2008*), Eta Similarity felszíni réteg séma (*Janjic, 1994*), MYJ PBL séma (*Janjic, 1994*), WSM6 mikrofizikai séma (*Hong et al., 2004*) és Kain–Fritsch cumulus séma (*Kain, 2004*). Utóbbi parametrizációt csak a két külső tartományra alkalmaztam, mivel a 1,5 km-es rácsfelbontás megfelelő a gomolyos felhőzet explicit modellezéséhez.

4.4.2. Az alkalmazott modellkísérletek

A városi sémákat, a felszínhasználati adatbázisokat, a hozzájuk kapcsolódó UCP-eket, valamint a kezdeti- és határfeltételeket modellezési kísérleteken, érzékenységi vizsgálatokon keresztül változtattam. A négy nagyobb csoportba osztható érzékenységi vizsgálatokkal a bemenő adatok jellegének, mennyiségének és minőségének a szimulációkra gyakorolt hatását elemeztem (4.5. táblázat). A cél az volt, hogy a folyamat végén kirajzolódjanak azok a mo-

dellbeállítások, melyek a városi felszín és a főbb meteorológiai változók (különösen a hőmérséklet) közötti kölcsönhatások legpontosabb előrejelezését teszik lehetővé.

Az első kísérleti csoportban (*WRF_ÉRZ1*) kizárólag a különböző felszínhasználati adatbázisokra koncentráltam (4.5. táblázat). A kontrollfutásban (*WRF_USGS*) a felszín típusokat az alapértelmezett USGS biztosította (ld. 4.3. ábra). A *WRF_CORINE* elnevezésű szimulációban a módosított CORINE-adatbázissal, míg a *WRF_LCZ*-ben az LCZ-ket tartalmazóval cseréltem ki USGS osztályokat. A módszertani fejezetben leírok szerint az utóbbi két modellkísérletben a természetes felszín típusok rendre a CORINE-alapú klasszifikációt követték. Mindhárom futtatáshoz – a 4.4.1.-es alfejezetben részletezett parametrizációk mellett – az $SLUCM_{WRF}$ városi sémát kapcsoltam be. Ebből adódóan a *WRF_ÉRZ1* szimulációkkal nemcsak a városi osztályok reprezentativitásának, hanem a kapcsolódó UCP-k komplexitásának termikus környezetre gyakorolt hatását is tesztelni tudtam.

A *WRF_ÉRZ2* futtatásai a városi sémákban különböztek (4.5. táblázat). E modellkísérletek elsősorban arra világíthatnak rá, hogy az egy- vagy a többrétegű tetőszint-közelítéssel érhetőek-e vajon el kedvezőbb verifikációs eredmények. A *WRF_NOUMC* esetben a szimuláció a városi parametrizáció kikapcsolásával zajlott. Ebben az érzékenységi vizsgálatban ez volt a viszonyítási modellkísérlet. A *WRF_SLUCM* és *WRF_BEP* futtatások pedig rendre az $SLUCM_{WRF}$ és BEP sémák figyelembevételével valósultak meg. A *WRF_ÉRZ2*-ben (és a továbbiakban is) mindig az LCZ-alapú városi felszínosztályokat részesítettem előnyben az USGS és a CORINE kategóriáival szemben (4.5. táblázat).

Az előző két csoportban a Q_F -et egyaránt elhanyagoltam, azonban ez a valós viszonyok leegyszerűsítését jelenti. Emiatt lényegesnek tartottam a 4.2.4. fejezetben bemutatott Q_F adatbázisokat tesztelését a *WRF_ÉRZ3* keretein belül (4.5. táblázat). A *WRF_ÉRZ3*-ban az alapfuttatás a Q_F -től mentes állapotot képviselte (*WRF_NO_QF*). Az azonos beállítások miatt a *WRF_NO_QF* ezért éppen a korábbi *WRF_SLUCM* szimulációval egyezett meg. A további modellkísérletek a Q_F LUCY (*WRF_LUCY_QF*), az LCZ (*WRF_LCZ_QF*) és a regressziós (*WRF_REGR_QF*) módszertan szerinti közelítéseit és egységesen az $SLUCM_{WRF}$ városi parametrizációt tartalmazták.

4.5. táblázat Az érzékenységi vizsgálatok futtatásainál alkalmazott beállítások összegzése. Az egyéb modellezési és parametrizációs konfigurációk a 4.4.1.-es fejezetben foglaltakat követik

Kód	Felszínhasználat	Városi séma	Bemenő met. adat	Antropogén hő
WRF_ÉRZ1				
<i>WRF_USGS</i>	USGS	$SLUCM_{WRF}$	GFS	–
<i>WRF_CORINE</i>	CORINE	$SLUCM_{WRF}$	GFS	–
<i>WRF_LCZ</i>	LCZ	$SLUCM_{WRF}$	GFS	–
WRF_ÉRZ2				
<i>WRF_NOUMC</i>	LCZ	–	GFS	–
<i>WRF_SLUCM</i>	LCZ	$SLUCM_{WRF}$	GFS	–
<i>WRF_BEP</i>	LCZ	BEP	GFS	–
WRF_ÉRZ3				
<i>WRF_NO_QF</i>	LCZ	$SLUCM_{WRF}$	GFS	–
<i>WRF_LCZ_QF</i>	LCZ	$SLUCM_{WRF}$	GFS	LCZ_{QF}
<i>WRF_LUCY_QF</i>	LCZ	$SLUCM_{WRF}$	GFS	$LUCY_{QF}$
<i>WRF_REGR_QF</i>	LCZ	$SLUCM_{WRF}$	GFS	$REGR_{QF}$
WRF_ÉRZ4				
<i>WRF_GFS</i>	LCZ	$SLUCM_{WRF}$	GFS	–
<i>WRF_ASSZIM</i>	LCZ	$SLUCM_{WRF}$	GFS+3DVAR	–

A modellkísérletek utolsó csoportja (*WRF_ÉRZ4*) (4.5. táblázat) a szegedi mérőhálózaton alapuló 3DVAR adatasszimiláció hatásának verifikálására irányult. Akárcsak az eddigiekben említett futtatásoknál, úgy a *WRF_ÉRZ4* kontrollfuttatásában is az NCEP GFS 0,25°-os térbeli és háromórás időbeli felbontású előrejelzése szolgáltatta a kezdeti- és határfeltételeket (NCEP, 2015). A referencia szimuláció ezúttal is a *WRF_SLUCM*-et (most új nevén: *WRF_GFS*) takarta. Az asszimilációs futtatást a *WRF_ASSZIM* kód jelképezi.

A négy érzékenységi vizsgálatcsoporton kívül egy további, 14 napot lefedő futtatáso-rozatot is elvégeztem. A szándékom ezzel az volt, hogy a modellkísérletek közül legjobb eredményeket adó konfigurációval is teszteljem a modellt teljesítményét – immáron változatos meteorológiai körülmények között. Véleményem szerint az így kapott eredmények alapján már általánosabb következtetések is levonhatók a kialakított modellrendszerrel és a városi léptékű előrejelzés perspektíváiról. A záró modellkísérletnek a *WRF_SZUM* nevet adtam.

4.4.3. Modellezési időszakok

A kiválasztott szimulációs periódusokat az őket jellemző időjárás szerint két nagy csoportra lehet osztani. Az érzékenységi vizsgálatok mindegyikét (*WRF_ÉRZ1–4*) városklimatológiai szempontból „ideális” szinoptikus helyzetre végeztem. Az ideális jelző alacsony szélsebességet és felhőborítottságot (korlátlan be- és kisugárzás), valamint csapadégmentes napokat jelentett. Az „ideális napokat” az Oke (1998) által bevezetett Időjárási Tényező (ϕ_w) kiszámításával jelöltem ki:

$$\phi_w = (1 - km^2)u^{-1/2}, \quad (4.15.)$$

ahol u a szélesség ($m\ s^{-1}$), m a felhőborítottság (tizedben) megadva, k pedig a felhőalap magasságától függő tényező (Bolz, 1949). A ϕ_w 0 és 1 között változhat és egyfajta hűlési potenciált fejez ki. Minél nagyobb nappal a ϕ_w , annál jobban képes éjszaka lehűlni a levegő; tehát ilyen feltételek mellett a legkifejezettebb a város-vidék hőmérsékleti kontraszt. Stewart et al. (2014) után azokat a napokat tekintetem „ideálisnak”, melyeken a 24 óra átlagában a $\phi_w \geq 0,7$ reláció érvényesült. A kritérium alkalmazása után a választás először egy 2017-es hőhullámos periódus két napjára (július 18. és 19.) esett.

2017. július 18. és 24. között egy masszív anticiklon uralta Közép-Európát, melynek hatására a hőmérsékleti maximumok rendre 30 °C felett alakultak, csapadék csak az eseményt lezáró hidegfronthoz kapcsolódóan hullott. Szegeden a hőmérséklet napi maximumait és minimumait a 4.6. táblázatban foglaltam össze. Megfigyelhető, hogy az idő előrehaladtával a nappalok mellett éjszakák is egyre melegebbé váltak, ami az emberek komfortérzetét is nagymértékben csökkentette. Az UHI mindvégig kimutatható volt, azonban az időszak végére a városi és vidéki hőmérsékleti minimumok közötti különbségek kb. 2–2,5 °C-ra redukálódtak. Emiatt a vizsgálatokhoz az időszak első két napját emeltem ki, ekkor a ΔT_a még 5 °C feletti volt.

4.6. táblázat A 2017. július 18. és 24. között kialakuló hőhullámos időszak főbb hőmérsékleti jellemzői (T_{max} – maximumhőmérséklet, T_{min} – minimumhőmérséklet; °C) egy belvárosi (5-1) és külvárosi (D-1) mérőhelyen

Dátum	07.18.	07.19.	07.20.	07.21.	07.22.	07.23.	07.24.
$T_{max,5-1}$	29,8	32,0	33,7	33,6	33,3	34,4	33,2
$T_{max,D-1}$	30,7	32,9	34,7	34,5	34,2	35,2	34,2
$T_{min,5-1}$	17,1	19,6	19,8	20,8	22,8	21,8	21,6
$T_{min,D-1}$	11,0	13,5	18,0	19,1	17,4	19,5	19,0

A nyár mellett télen is előfordultak olyan ideális napok, amikor – feltehetően a Q_F eredőjeként – a városi hőmérsékletmódosítás meglehetősen nagy volt. Ennek tesztelésére két olyan decemberi napot (december 30. és 31.) választottam ki 2016-ból, amikor teljesült a ϕ_w ide vonatkozó kritériuma. Ezeken a napokon szintén egy nagy kiterjedésű anticiklon helyezkedett el a Kárpát-medence felett. Szegeden a T_a általában -9 és 2 °C között alakult (4.7. táblázat). A belvárosi és külvárosi mérések szerint a ΔT_a maximuma a második nap éjszakáján a 3 °C-ot is elérte. Csapadékot egyik nap sem regisztráltak. A modellkísérletek közül a $WRF_ÉRZ1-3$ -at mindkét időszakra, a $WRF_ÉRZ4$ -et pedig csak a téli napokra végeztem el.

4.7. táblázat 2016. december 30. és 31. főbb hőmérsékleti jellemzői (T_{max} – maximumhőmérséklet, T_{min} – minimumhőmérséklet) egy belvárosi (5-1) és külvárosi (D-1) mérőhelyen

Dátum	12.30.	12.31.
$T_{max,5-1}$	1,4	1,0
$T_{max,D-1}$	1,9	2,1
$T_{min,5-1}$	-4,0	-5,5
$T_{min,D-1}$	-5,5	-8,7

Az érzékenységi vizsgálatokon túlmutató kéthetes szimulációt (WRF_SZUM) egy véletlenszerűen kiválasztott időszakra (2017. július 3–16.) hajtottam végre. A 14 napból 4-en (11-én, 12-én, 14-én és 15-én) frontális csapadék hullott (összesen 18 mm). A maradék 10 napon köztes anticiklonok domináltak az időjárást. A ϕ_w napi átlagai 0,4 és 0,7 között mozogtak, ami változatos meteorológiai körülményekre utalt. Következésképpen ezt az időszakot alkalmasnak találtam arra, hogy a modellkimenetek verifikációja után az optimálisnak vélt előrejelzési modellrendszer főbb jellemvonásai és a jövőbeli fejlesztési irányok megállapíthatóak legyenek.

4.4.4. A modellkimenetek verifikációja

A szegedi városklíma mérőhálózat méréseinek és a modellkimenetek közvetlen összehasonlítása lehetővé tette az érzékenységi vizsgálatok alapos kiértékelését. A verifikáció a $WRF_ÉRZ1-4$ -ben kizárólag a hőmérsékletre történt meg. A WRF_SZUM -ban a hőmérséklet mellett a szimulált és a mért (átszámított) felhőborítottság (N_{CLD}), abszolút nedvesség (a), globálisugárzás (G), szélsébség (v) és -irány (δ_{wnd}), csapadékösszeg (RR), valamint a p értékeit is összehasonlítottam. A modell 2 m-es és a szegedi városklíma állomások 4 m-es T_a -ját ezenkívül az egységes felszínközeli léghőmérsékletként (T_n -ként) fogom említeni.

A megfigyelt változóknak megfelelő szimulált értékpárokat az adott mérőállomáshoz legközelebbi rácspontról adták. Előfordult azonban, hogy az automatikus modellbeli interpoláció miatt az értékpárok nem ugyanabba a felszínosztályba estek, ezért ezeket nem vontam be az analízisbe. További szűrő volt, hogy egyes állomások sajátos, az adott LCZ-re nem mindig reprezentatív mikroklimát mutatnak (Skarbit et al., 2017), így ezeket sem vettem figyelembe (4.14. ábra). A mért és modellezett értékeket minden esetben 10 percenként, LCZ-k (vagy egyéb felszínborítottsági típusok) szerint átlagolva vettem össze.



4.14. ábra A verifikációhoz felhasznált városklíma állomások környezetének fotója és felülnézeti képe. A sárgával kiemelt feliratok az állomás sorszámát jelölik (Unger és Gál, 2017 alapján módosítva)

A verifikációt a szakirodalomban legelterjedtebb statisztikai mérőszámok (4.8. táblázat) szerint végeztem. A 4.8. táblázat definíciós egyenleteinek tagjai a következők: $T_{n_WRF(i)}$ a modellezett felszínközeli léghőmérséklet az i -edik időpontban, $T_{n_OBS(i)}$ a megfigyelt felszínközeli léghőmérséklet az i -edik időpontban, n az időpontok száma, $\overline{T_{n_OBS}}$ a teljes időszak átlagos megfigyelt felszínközeli léghőmérséklete és $\overline{T_{n_WRF}}$ a teljes időszak átlagos modellezett felszínközeli hőmérséklete. A k küszöbérték 0 vagy 1 lehet attól függően, hogy a T_{n_WRF} az i -edik időpontban egy meghatározott határérték felett vagy alatt van. Cox *et al.* (1998) után ez a küszöb(hőmérséklet) 2 °C-nak adódott.

Az *RR* verifikációjánál alkalmazott Hanssen–Kuipers-féle összefüggésben (*HKS*) az a és a d a megfigyelt csapadékegységszintencia sikeres és sikertelen becsléseinek, a b és a c pedig a „fals pozitív” és „fals negatív” esetek számára utalnak egy adott időintervallumra vonatkozóan (4.8. táblázat). A *HKS* 0-val (1-gyel) való egyezése teljesen hibás (tökéletes) szimulációt jelent.

A modellező városklimatológusok között nincs egyértelmű konszenzus arra nézve, hogy mely releváns statisztikai küszöbértékek jelölik ki a modellt megfelelő vagy nem megfelelő működését. Emery *et al.* (2001) ajánlása szerint például az $MB=\pm 0,5$ °C, $RMSE=2,0$ °C és $IOA=0,7$ adhatják meg a T_n -re vonatkozó kritériumokat. Kiegészítve ezt, Miao *et al.* (2009) az MB felső határaként a T_n -re ± 2 °C-ot, a v -re ± 1 m s⁻¹-ot, a specifikus nedvességre (q) pedig ± 2 g kg⁻¹-ot határozott meg. A modelleredmények értékelésénél az $RMSE$ -re és az IOA -ra előbbi, az MB -re utóbbi tanulmány küszöbértékekeit tekintetem irányadónak.

4.8. táblázat A modelleredmények verifikációja során alkalmazott statisztikai mérőszámok és definíciók egyenleteik a felszínközeli léghőmérséklet és a csapadékösszeg példáján (a tagok jelentése a szövegben)

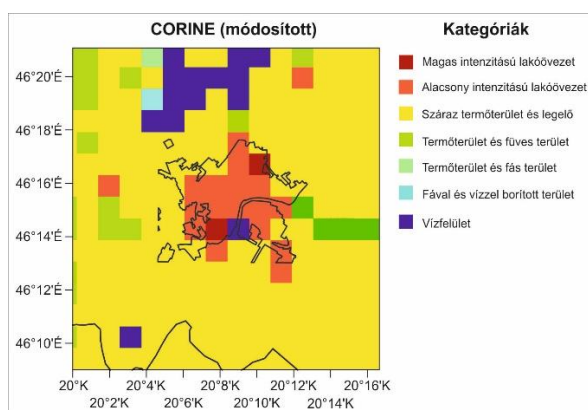
Statisztikai mérőszám	Egyenlet
Átlagos (modell)hiba	$MB = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (T_{n_WRF(i)} - T_{n_OBS(i)})$
Átlagos abszolút (modell)hiba	$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_{n_WRF(i)} - T_{n_OBS(i)} $
Gyökös átlagos négyzetes (modell)hiba	$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (T_{n_WRF(i)} - T_{n_OBS(i)})^2}$
Egyetértési mutató	$IOA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (T_{n_WRF(i)} - T_{n_OBS(i)})^2}{\sum_{i=1}^n (T_{n_WRF(i)} - \overline{T_{n_OBS}} + T_{n_OBS(i)} - \overline{T_{n_OBS}})^2}$
Találati arány	$HR = \frac{100}{n} \sum_{i=1}^n k_i$
Korrelációs együttható	$r = \frac{\sum_{i=1}^n (T_{n_WRF(i)} - \overline{T_{n_WRF}})(T_{n_OBS(i)} - \overline{T_{n_OBS}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (T_{n_WRF(i)} - \overline{T_{n_WRF}})^2 \sum_{i=1}^n (T_{n_OBS(i)} - \overline{T_{n_OBS}})^2}}$
Hanssen–Kuipers-féle szám	$HKS = \frac{(ad-bc)}{(a+c)(b+d)}$

5. Eredmények és diszkusszió

5.1. A modell statikus adatbázisának összeállítása

A WRF alapértelmezett felszínhasználati és UCP adatbázisainak a 4. fejezetben felvázolt, a vizsgálati területet jellemző hiányosságai miatt ezen állományok fejlesztésére volt szükség a modellkísérletek megkezdése előtt. A felszínhasználati adatbázisok halmaza elsőként a természetes felszínekre CORINE-alapú, a városi rácpontokban pedig műholdképes klasszifikációval előállított osztályokat tartalmazó állománnyal bővült (Molnár *et al.*, 2017). Ebben az adatbázisban az „Alacsony intenzitású lakóövezet” (18 db rácpont, a rácpontok 72%-a) képviselteti magát a legnagyobb arányban az urbánus kategóriák közül, melyet a „Magas intenzitású lakóövezet” (2 db rácpont, 28%) követ (5.1. ábra). Az eredeti (900 m-es) rácptávolságnál is csak kis területet (a város nyugati részén) lefedő „Üzleti/ipari/közlekedési övezet” 1,5 km-es felbontásnál már nem figyelhető meg a térképen, mivel beleolvad a többi kategóriába. A két, egyenként 2,25 km²-es területű „Magas intenzitású lakóövezet” rács kissé eltolva jelenik meg az adatbázisban. Jelenlétükkel az észak-szegedi lakótelepekre (pl. Tarján) és a belváros magas épületeire utalnak. A csongrádi megyeszékhely egyéb részei és a várost övező kisebb települések rendre az „Alacsony intenzitású lakóövezet” kategóriába sorolódtak az osztályozás elvégzése után.

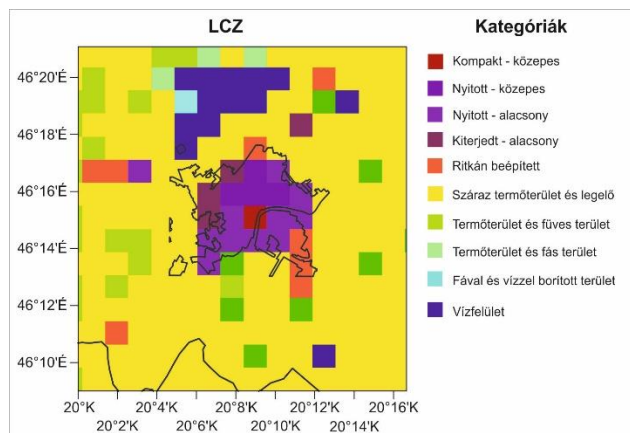
A módosított CORINE-felszínadatbázis 1,5 km-es térbeli felbontáson tehát az egy alapértelmezett városi osztály helyett kettővel jellemzi Szeged felszínét. Természetesen, ha tovább finomítanánk a rácptávolságon, akkor a harmadik városi kategória is képviseltetné magát a település nyugati részén. Mindazonáltal az kétségtelenül igaz, hogy három mesterséges kategória sem tükrözi kellőképpen a felszín tényleges heterogenitását. A valós viszonyok pontosabb közelítését, azaz a városi osztályok további növelését, az LCZ-k koncepciójára alapoztam.



5.1. ábra A felszínborítottság 1,5 km-es felbontású térbeli eloszlása Szeged környékén a több városi osztályt megkülönböztető módosított CORINE-adatbázisban. A térképen található fekete vonalak a várost és a szerb-magyar határt jelölik

A módosított CORINE felszínhasználati adatbázis összeállítását tehát a Lelovics–Gál-módszerrel kialakított LCZ-osztályok modellbe való implementációja követte (Molnár *et al.*, 2019a). Az új, LCZ-alapú adathalmaz 1,5 km-es rácptávolságon már öt városi kategóriát tartalmaz (5.2. ábra). A nyers vektoros adatok sikeres implementációjának köszönhetően az LCZ-k szegedi eloszlása pontos egyezést mutat a Lelovics–Gál-módszer eredeti térképével (ld. 2.10a. ábra). Ennek megfelelően a belvárost az LCZ 2 („Kompakt – közepes”) fedi le. A Szeged északi részén található lakótelepek az LCZ 5-be („Nyitott – közepes”) kerültek beso-

rolásra. Nyugaton az LCZ 8 („Kiterjedt – alacsony”) dominanciája figyelhető meg, a többi területen pedig – a külváros irányába távolodva – az LCZ 6-ot („Nyitott – alacsony”) az LCZ 9 („Ritkán beépített”) váltja fel. A 2.10a. és 5.2. ábra összehasonlításából kitűnhet, hogy utóbbin az LCZ 3 („Kompakt – alacsony”) nincs képviseltetve, ami az eredeti kategória kis méretének tulajdonítható.



5.2. ábra A felszínborítottság 1,5 km-es felbontású térbeli eloszlása Szeged környékén a Lelovics–Gál-módszerrel létrehozott LCZ-adatbázisban. A térképen található fekete vonalak a várost és a szerb-magyar határt jelölik

A új városi felszínosztályok eloszlásának ismeretében már a kapcsolódó UCP-ket is ki lehetett számolni. A kapott értékek alapján elmondható, hogy mindhárom CORINE-alapú adatbázisba ültetett mesterséges kategóriában csökkent a H , az R és a W az alapértelmezett változókhoz képest (5.1. táblázat). Amíg a módosított H mindegyik városi felszínosztályban 6 m-nek adódik, addig a módosított R és W csupán az „Alacsony intenzitású lakóövezet”-ben és a „Magas intenzitású lakóövezet”-ben egyezik meg (rendre 5,5 m), az „Üzleti/ipari/közlekedési övezet”-ben az új érték 6,2 m. A módosított F_{URB} és F_{NURB} értékei azt jelzik, hogy utóbbi nagyobb, előbbi kisebb lett az alapértelmezett értékekhez viszonyítva. Másképpen fogalmazva, az alapértelmezett változók használatával az F_{URB} felülbecsése és az F_{NURB} alulbecslése következne be a feltételezett, helyi adatokon nyugvó UCP-khez képest. A tető/út/fal α -jánál viszont a kiindulási adatok elfogadása nem okozott volna inkonzisztenciát, mivel az újonnan kiszámított értékek sem különböznek (0,2) az eredetileg megadottaktól (5.1. táblázat).

5.1. táblázat A módosított CORINE-adatbázishoz létrehozott városi paraméterek az SLUCM_{WRF} sémában (a dimenzió nélküli α -tól eltekintve egyaránt méter mértékegységben). A zárójelben lévő számok az alapértelmezett értékeket jelölik

UCP/kategória	Alacsony intenzitású lakóövezet	Magas intenzitású lakóövezet	Üzleti/ipari/közlekedési övezet
H	6,0 (5,0)	6,0 (7,5)	6,0 (10,0)
R	5,5 (8,3)	5,5 (9,4)	6,2 (10,0)
W	5,5 (8,3)	5,5 (9,4)	6,2 (10,0)
F_{URB}	0,4 (0,5)	0,6 (0,9)	0,7 (0,95)
F_{NURB}	0,6 (0,5)	0,4 (0,1)	0,3 (0,05)
α	0,2 (0,2)	0,2 (0,2)	0,2 (0,2)

Összességében tehát leszűrhető, hogy az egyes osztályok UCP-inek kis szórása van a módosított CORINE-adatbázisban. Ez persze abból is levezethető, hogy ha minél nagyobb területre (azaz minél kevesebb osztályra) végezzük az átlagolást, a szórás annál csekélyebbé válik, tehát a felszín annál homogénebb a modellben. Éppen ez a hiányosság indokolta az LCZ-khez köthető felszínosztályozást és a hozzájuk kapcsolódó UCP-k bevezetését.

Ebben a kibővített, LCZ-k szerinti UCP-adatbázisban a geometriai változók közül a W és az R meghatározása képezte a munkám részét (5.2. táblázat). A 2,9 és 5,5 m közé becsült W és a 4.2. táblázatban lévő H ismeretében a sugárzási folyamatokban fontos szerepet játszó H/W is megadható. Ki kell emelnem, hogy míg a három városi felszíntípust megkülönböztető adatbázisban a H/W egy állandó (1,09) érték, addig az LCZ-knél e paraméter nagy területi változékonyság mellett 2,91 (LCZ 5) és 1,2 (LCZ 8) között változik. Erre az F_{URB} értékei is ráerősítenek, melyek a módosított CORINE-adatbázis városi rácspontjaiban a 0,4–0,7-es tartományban mozognak (5.1. táblázat). Eközben az LCZ-knél az F_{URB} maximuma (LCZ 2: 0,9) és minimuma (LCZ 9: 0,25) közötti különbség 65% (4.2. táblázat). Ez azt jelenti, hogy a geometria változókat tekintve, az LCZ-alapú adatbázisban Szeged felszínének reprezentációja kedvezőbb a csupán három mesterséges kategóriát elkülönítő adatbázishoz képest.

5.2. táblázat Az LCZ-alapú városi felszínhasználati kategóriákhoz létrehozott városi morfológiai paraméterek az SLUCM_{WRF} sémában (egyenként méter mértékegységben)

UCP/LCZ	LCZ 2	LCZ 3	LCZ 5	LCZ 6	LCZ 8	LCZ 9
R, W	5,1	4,3	5,3	3,2	5,5	2,9

Az LCZ-alapú UCP-adatbázist nemcsak geometriai, hanem termodinamikai változókkal is bővítettem (5.3. táblázat). Az új adatbázis bevezetésével így a releváns UCP-k száma 30-ról (3 városi kategória×10 UCP; alapértelmezett) 60-ra (6×10; LCZ) emelkedett (Molnár *et al.*, 2019a). Az újonnan származtatott változók az alapértelmezett mesterséges kategóriák eredeti, az *URBPARAM.TBL*-ben található UCP-ivel (α : 0,2; k : 0,4–0,67 W m⁻¹ K⁻¹; C : 1·10⁶–1,4·10⁶ J m⁻³ K⁻¹; ε : 0,90–0,95) összhangban vannak, de nagyobb területi varianciával rendelkeznek. Az 5.3. táblázatban összegzett UCP-k egyszerű módszertanon alapuló definálásával szemben az alapértelmezett városi osztályok és az LCZ-k termodinamikai UCP-inek megfeleltetése is egy alternatíva lehetett volna. Megítélésem szerint ez azonban a jelenleginél egy sokkal intuitívabb megoldást takarna, ami ráadásul teljesen figyelmen kívül hagyta volna a felszín sugárzási/energetikai jellemzőinek valós eloszlását.

5.3. táblázat Az LCZ-alapú városi felszínhasználati kategóriákhoz létrehozott sugárzási paraméterek az SLUCM_{WRF} sémában. Az UCP-k dimenziója a következő: $k_{út}/k_{tető}/k_{fal}$ – W m⁻¹ K⁻¹, $C_{út}/C_{tető}/C_{fal}$ – J m⁻³ K⁻¹, α és $\varepsilon_{út}/\varepsilon_{tető}/\varepsilon_{fal}$ – dimenziótlan. Megj.: az α -t Unger *et al.* (2015) munkájából implementáltam

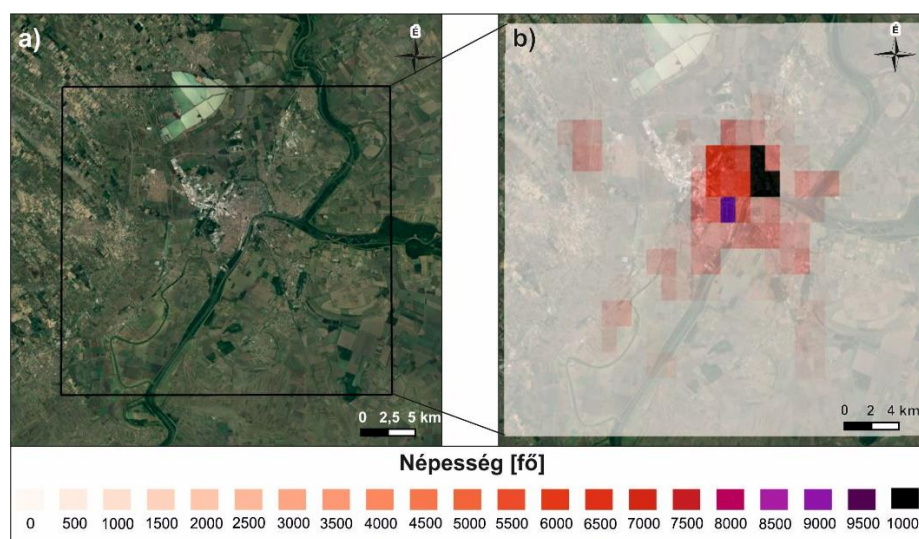
UCP/LCZ	LCZ 2	LCZ 3	LCZ 5	LCZ 6	LCZ 8	LCZ 9
α	0,15	0,14	0,12	0,16	0,16	0,17
$k_{út}$	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70
$k_{tető}$	1,04	1,01	1,20	1,01	1,24	1,01
k_{fal}	1,02	1,01	1,10	1,02	1,20	1,01
$C_{út}$	1,95·10 ⁶	1,98·10 ⁶	1,95·10 ⁶	1,98·10 ⁶	1,94·10 ⁶	1,98·10 ⁶
$C_{tető}$	1,97·10 ⁶	1,97·10 ⁶	1,97·10 ⁶	1,97·10 ⁶	1,97·10 ⁶	1,97·10 ⁶
C_{fal}	1,63·10 ⁶	1,62·10 ⁶	1,72·10 ⁶	1,62·10 ⁶	1,86·10 ⁶	1,61·10 ⁶
$\varepsilon_{út}$	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93
$\varepsilon_{tető}$	0,91	0,92	0,87	0,92	0,86	0,92
ε_{fal}	0,92	0,93	0,90	0,93	0,87	0,93

A BEP városi séma alkalmazásának lehetőségét az eddig részletezett, az SLUCM_{WRF}-hez köthető UCP-k és a H magasság szerinti eloszlásának összekapcsolásával teremtettem meg. A már csak az LCZ-kre kiszámított H hisztogramjai alapján összegezhető, hogy minél magasabb és minél nagyobb számú épület volt az adott zónában (A1. ábra), annál változatosabbá vált a H eloszlása. Ennek értelmében a H 0 és 30 m közötti legnagyobb szórása az LCZ 2-ben és az LCZ 5-ben volt tapasztalható (5.4. táblázat). Az LCZ-k közös jellemvonása, hogy az épületeik az $5 \leq H < 10$ m-es tartományban képviseltetik magukat a legjelentősebb arányban (30% felett), azaz Szegeden az átlagos H 5 és 10 m közé tehető.

5.4. táblázat A módosított épületmagasságok LCZ-k szerinti eloszlása a BEP-sémában

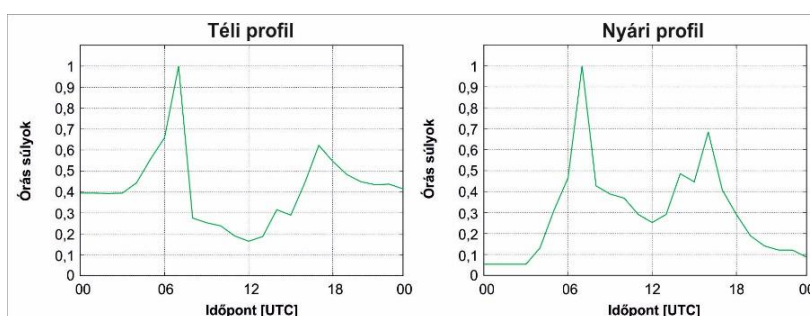
Magassági tartomány/LCZ	LCZ 2	LCZ 3	LCZ 5	LCZ 6	LCZ 8	LCZ 9
$H < 5$ m	23%	26%	25%	32%	30%	37%
$5 \leq H < 10$ m	35%	38%	34%	57%	47%	52%
$10 \leq H < 15$ m	22%	26%	14%	10%	10%	8%
$15 \leq H < 20$ m	14%	10%	20%	1%	10%	3%
$20 \leq H < 25$ m	4%	–	2%	–	1%	–
$25 \leq H < 30$ m	2%	–	5%	–	2%	–

Az LCZ-k UCP-éinek bővítését a Q_F -fel kapcsolatos mérőszámokkal zártam le (Molnár et al., 2020). A szegedi Q_F tér- és időbeli változásait három eljárással is közelítettem (ld. 4.2.4. fejezet). Ezek közül a $LUCY_Q_F$ és a $REGR_Q_F$ módszertan is jelentősen támaszkodott a P térbeli mintázatára, amit választási adatokból becsültem meg. A P kalkulált eloszlása azt mutatja, hogy Szeged legnépesebb területei 10 000 fő km⁻² feletti népsűrűségűek és a város északi részein helyezkednek el (5.3. ábra). Ez egybeesik Tarján és Rókus városrészekkel, ahol a kiterjedt lakótelepi övezetek sok ember lakóhelyét jelentik. 7500 fő km⁻² körüli értékek a sűrűn beépített belvárosban is megfigyelhetők. Ott a nappali (átmeneti) népesség a munkahelyi ingázás miatt a P sokkal jelentősebb is lehet, ami a változó bizonytalan mértékű alulbecslését feltételezi ezeken a részeken. A külváros környezetében – az épített infrastruktúra fokozatos csökkenésével – a P is egyre inkább 5000 fő km⁻² alá süllyed. A P és a beépítettség szoros kapcsolata a település északnyugati részein (LCZ 8) nem érvényesül, mivel az oda települő ipari és logisztikai parkoknak nincs állandó lakossága.



5.3. ábra A populációs adatbázis mintaterülete (a) és Szeged népességének becsült térbeli eloszlása (b) kb. 1 km²-es rácsokra interpolálva

A P térbeliségének ismeretében a Q_F téli és nyári átlagos profiljainak kiszámítása következhetett. A profilok közül a $LUCY_Q_F$ módszertanhoz kötődő tekinthető újszerűnek (5.4. ábra), a további kettőt (évszakokként) már meglévő profilok átvételével vagy kiválasztásával definiáltam. Az 5.4. ábrán kirajzolt, a $Q_M(t)$, $Q_V(t)$ és $Q_B(t)$ megfelelő időlépcsőkben történő összegzésével megadott téli és nyári $LUCY_Q_F$ profilokon az látható, hogy mindkét napi menet – az LCZ_Q_F (4.7. ábra) és a $REGR_Q_F$ (4.9. ábra) profilokkal analóg módon – egy reggeli maximummal és egy kora délutáni másodmaximummal rendelkezik (bimodális eloszlás). Jól detektálható különbség azonban a többi profilhoz képest, hogy az óras súlyok 7 és 12 UTC között kirajzolódó csökkenése semelyik más esetben sem ilyen mértékű. A $LUCY_Q_F$ profilok további egyedi jellemzője, hogy az épületek fűtéséből származó nagy Q_B miatt a téli $Q_F(t)$ késő esti/hajnali súlytényezői kb. 30%-kal nagyobbak a nyáriakhoz képest.



5.4. ábra Az $LUCY_Q_F$ adatbázishoz meghatározott nyári és téli Q_F profilok. A 0 (1) értékű óras súly a lehetséges legkisebb (legnagyobb) hőkibocsátást jelenti

A téli és nyári profilok révén a $Q_{F,max}$ LCZ-kre átlagolt statisztáit is meghatározhattam (5.5. táblázat). A részletes összehasonlítás előtt fontos megjegyezni, hogy a Q_F helyett azért a $Q_{F,max}$ -ot számítottam ki, mert a $LUCY_Q_F$ és $REGR_Q_F$ módszertana között csak így lehetett egyensúlyt teremteni. Mivel az LCZ_Q_F módszertanban a $Q_{F,max}$ egy egyszerű becslést követett, ezért most csak a $LUCY_Q_F$ -hez és a $REGR_Q_F$ -hez kapcsolódó statisztikákat fogom elemezni.

Ez alapján a téli napokhoz és a $REGR_Q_F$ -hez köthető a legnagyobb $Q_{F,max}$ Szegeden. A téli napok átlagos $Q_{F,max}$ -a kb. kétszerese a nyári napok értékeinek. Területi értelemben az LCZ 2-ben (téli: 13,6; nyáron: 6,8 W m⁻²) és az LCZ 5-ben (téli: 24,1; nyáron: 13,3 W m⁻²) feltételezhető a legintenzívebb antropogén tevékenység, ami a P és a $Q_{F,max}$ szoros kapcsolataból következhet. A $Q_{F,max}$ minimumai (téli: 3,9; nyáron: 1,3 W m⁻²) pedig rendre a csekély lakosságú és gyér forgalmú LCZ 9-ben alakultak ki. Az 5.4.-es alfejezetben elemzésre kerülő $WRF_ÉRZ3$ -hoz az 5.5. táblázatban elhelyezett értékeket és a különböző módszertanok profiljait (ld. 4.7., 4.9. és 5.4. ábrák) használtam fel.

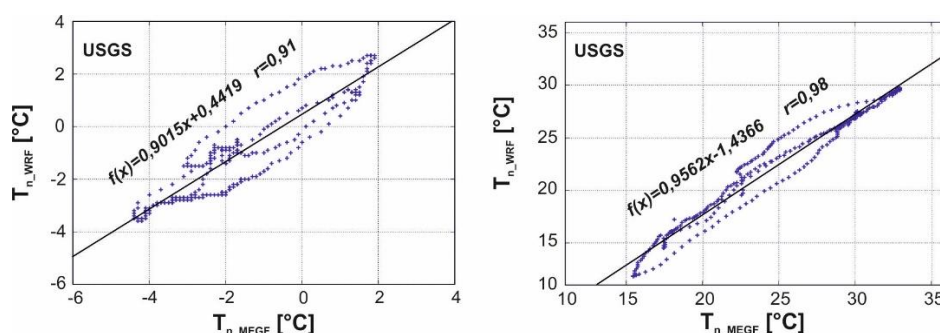
5.5. táblázat A modellbe implementált $Q_{F,max}$ LCZ-k szerinti értékei a három adatbázis szerint a téli és a nyári (zárójelben) „ideális” napokon (ld. 4.4.2. fejezet). Az LCZ-re átlagolt $Q_{F,max}$ -ot a $LUCY_Q_F$ és a $REGR_Q_F$ értékei szerint definiáltam (*)

	LCZ_ Q_F	LUCY_ Q_F	REGR_ Q_F	Átlag*
LCZ 2	38,0 (38,0)	9,1 (4,2)	18,7 (9,3)	13,6 (6,8)
LCZ 3	38,0 (38,0)	2,4 (0,6)	8,7 (2,3)	5,1 (1,5)
LCZ 5	13,0 (13,0)	17,0 (8,6)	31,2 (18,0)	24,1 (13,3)
LCZ 6	13,0 (13,0)	4,4 (2,0)	11,3 (4,7)	7,9 (3,4)
LCZ 8	25,0 (25,0)	4,4 (2,1)	11,5 (5,0)	8,0 (3,6)
LCZ 9	5,0 (5,0)	1,4 (0,6)	6,4 (1,9)	3,9 (1,3)
Átlag	22,0 (22,0)	6,5 (3,0)	14,6 (6,9)	–

5.2. A modell érzékenysége a városi felszínhasználatra

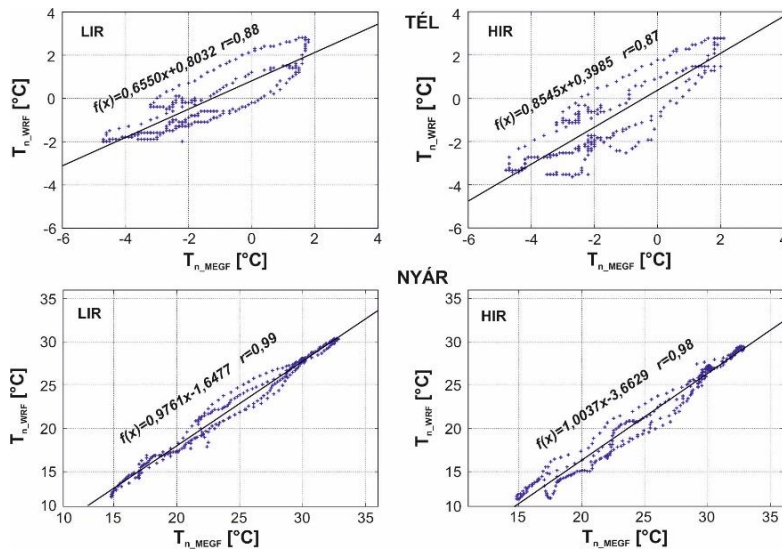
Az összetett városi felszín adekvát modellbeli interpretációja alapvető fontosságú a szimulációk sikerességéhez. Következésképpen ezen alfejezetben a *WRF_ÉRZI*-ként összefoglalt modellkísérleteken keresztül azt kívánom taglalni, hogy a városi felszínosztályok és az azokat definiáló statikus paraméterek száma hogyan befolyásolja a téli és nyári „ideális” napokra elvégzett futtatások minőségét. Minthogy a Szeged felszínét közelítő adatbázisokban a felszínparaméterek száma egyben az adatbázis összetettségét is jellemzi, ezért a szimulációk értékelésével az *SLUCM_{WRF}*-séma és a kapcsolódó UC-szemlélet hatékonysága is mérlegelhető a termikus folyamatok közelítésében. Feltételezésem szerint a mért és megfigyelt hőmérsékleti idősorok analízise után kijelölhető az a felszínhasználati adatbázis, mellyel a későbbi futtatások eredményessége leginkább garantálható.

Az 5.5. ábrán a városi felszínt mindössze egy kategóriával („Város és beépített felszín” – UBI) lefedő USGS-adatbázis felhasználásával előállított T_{n_WRF} és a T_{n_MEGF} értékeit hasonlítottam össze. A klasszikus pontfelhődiagramról leolvasható, hogy a téli esetben a pontokra illesztett egyenes mentén a hőmérséklet szórása nagyobb, mint a nyári napokon. Ez azt jelzi, hogy a modell bizonytalansága a téli napokon jelentősebb ($r_{USGS}=0,91$), ami elsősorban a $-2,5$ és 1 °C közötti értéktartományban jelentkezik. A nyári napok lényegesen pontosabb és egyenletesebb becslése miatt az r_{USGS} elérte a 0,98-at.



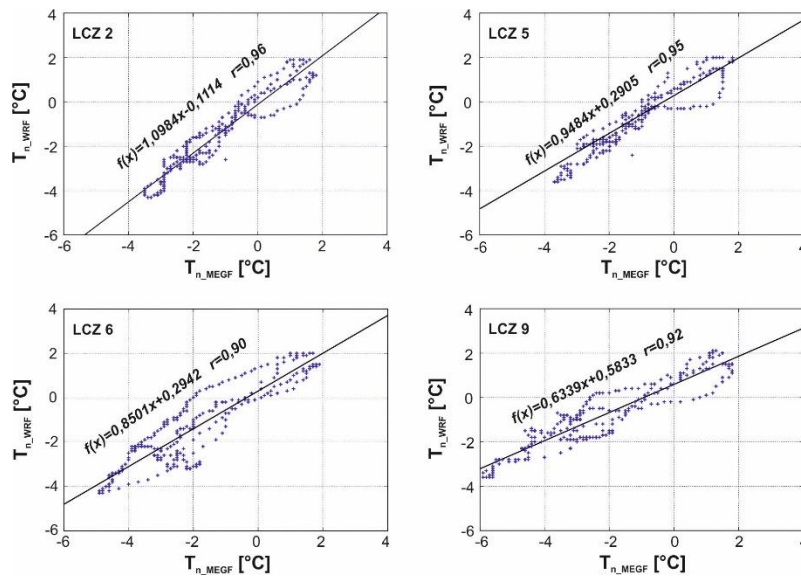
5.5. ábra A 10 perces időbeli felbontású T_{n_MEGF} és T_{n_WRF} ($n=288$) az USGS felszínhasználati adatbázis városi osztályában a téli (bal oldal) és nyári (jobb oldal) vizsgálati időszak során. A fekete vonal az adatsorra illesztett egyenest jelképezi, melynek regressziós egyenlete is feltüntetésre került

1,5 km-es vízszintes rácsávolság mellett a CORINE-adatbázis már két városi felszínosztályt („Alacsony intenzitású lakóövezet” – LIR; „Magas intenzitású lakóövezet” – HIR) különböztet meg Szeged területén (ld. 5.1. ábra). A T_{n_MEGF} és a T_{n_WRF} e kategóriákra végzett összevetése azt mutatja, hogy – a *WRF_USGS* szimulációval összehangban – a model ebben az esetben is kissé rosszabbul teljesített a téli napokon (5.6. ábra). A módosított CORINE-adatbázis két városi felszínhasználati kategóriája közül a T_{n_WRF} télen és nyáron is a LIR-ben tűnik pontosabbnak, jóllehet, az r értékei alapján ez a különbség nem számottevő (télen és nyáron rendre: $\Delta r_{LIR-HIR}=0,01$). Hasonlóan csekély differencia figyelhető meg a *WRF_CORINE* és a *WRF_USGS* nyári korreláció között ($r_{USGS}=0,98$; $r_{CORINE}=0,98-0,99$). A helyzet már egészen más a téli napokon, hiszen ekkor a T_{n_WRF} és a T_{n_MEGF} közötti kapcsolat inkább a *WRF_USGS*-ben bizonyul szorosabbnak ($r_{USGS}=0,91$; $r_{CORINE}=0,87-0,88$).



5.6. ábra A 10 perces időbeli felbontású T_{n_MEGF} és T_{n_WRF} ($n=288$) a módosított CORINE felszínhasználati adatbázis városi osztályaiban a téli és nyári vizsgálati időszak során

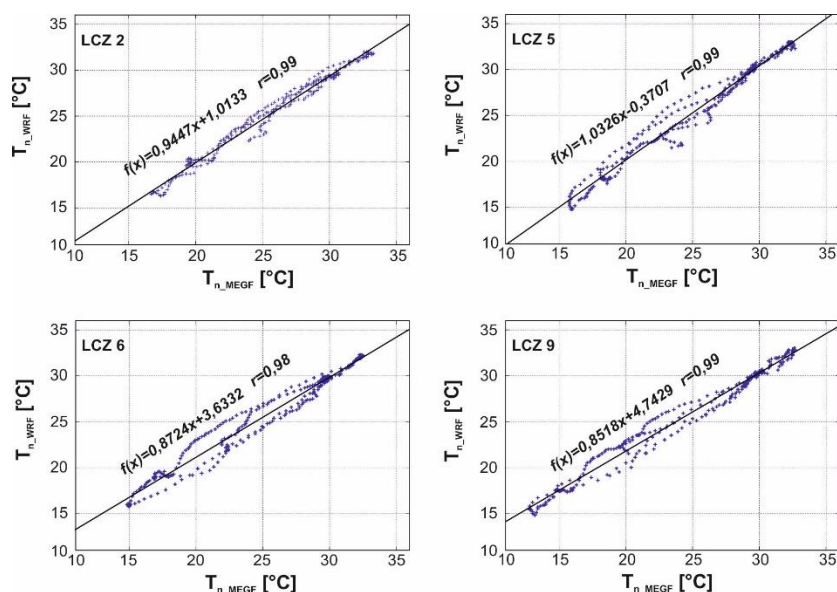
Az LCZ-konceptió összesen 10 városi kategóriát különböztet meg, melyek közül – a korábban már hangsúlyozott okok miatt – csupán négy szegedi LCZ-ben volt lehetséges a T_{n_WRF} és a T_{n_MEGF} összehasonlítása. A téli napokon a T_{n_WRF} legkisebb szórása az LCZ 2-ben és LCZ 5-ben adódik (5.7. ábra). A bizonytalanság az LCZ 6-ban és LCZ 9-ben némileg növekszik, de a 0,90 körüli korrelációk így is magabiztos modellezési teljesítményt takarnak. Mindent összevetve, a három adatbázis közül a téli korrelációk egyértelműen a WRF_LCZ -ben bizonyulnak a legmagasabbnak ($r_{LCZ}=0,90–0,96$).



5.7. ábra A 10 perces időbeli felbontású T_{n_MEGF} és T_{n_WRF} ($n=288$) az LCZ-alapú felszínhasználati adatbázis városi osztályaiban a téli vizsgálati időszak során

Ahogy az az előző két adatbázisnál is érvényes volt, a nyári T_{n_WRF} sokkal szorosabban követi a T_{n_MEGF} -et (5.8. ábra). Ugyan a nyári T_{n_WRF} pontosabbá válása mindegyik LCZ-ben bekövetkezik a téli értékekhez képest, azonban a javulás mértéke nem egyenletes. A bizonytalanság éppen azokban az LCZ-kben csökken leginkább, amelyekben a téli r a legkisebb.

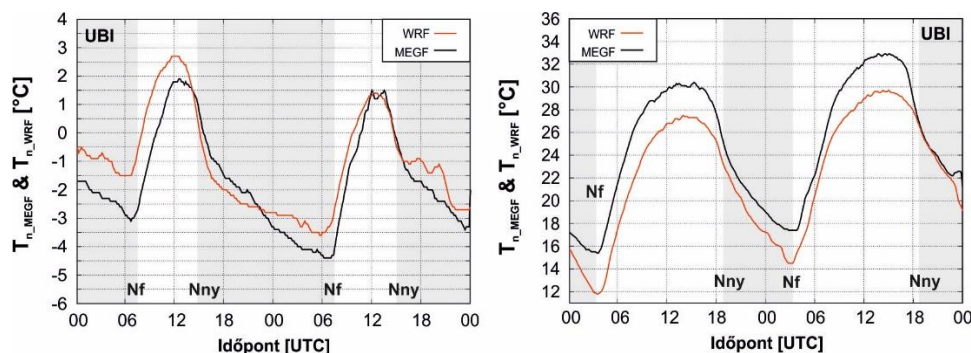
Mindebből az is következik, hogy a modell közel azonos pontossággal ($r_{LCZ}=0,98-99$) volt képes a T_{n_MEGF} -et Szeged teljes területére reprodukálni a nyári időszak átlagában.



5.8. ábra A 10 perces időbeli felbontású T_{n_MEGF} és modellezett T_{n_WRF} ($n=288$) az LCZ-alapú felszínhasználati adatbázis városi osztályaiban a téli vizsgálati időszak során

A *WRF_ÉRZI*-ben a különböző adatbázisokkal előállított T_{n_WRF} -eket övező bizonytalanság túlnyomóan a felszínhasználati osztályok UCP-ihez köthető. A szórádiagramok alapján az valószínűsíthető, hogy a városi kategóriák és a kapcsolódó paraméterek számának növelésével a modell T_n -re vonatkozó teljesítménye javul, ami elsődlegesen a téli „ideális” napokon nyilvánvaló. Ha az adatbázisokon belüli osztályokat vizsgáljuk, akkor a módosított CORINE-adatbázisban a LIR, míg az LCZ-alapúban az LCZ 2 és az LCZ 5 felszínparamétereinek megválasztása bizonyult a leghatékonyabbnak.

A kérdéskör még mélyebb elemzésének érdekében a következőkben a *WRF_USGS*, *WRF_CORINE* és *WRF_LCZ* szimulációk városi felszínosztályainak T_{n_MEGF} és T_{n_WRF} meleteire fókuszálunk. A *WRF_USGS* egyetlen urbánus kategóriájában a téli T_{n_WRF} a T_{n_MEGF} -et általában felülbecsli, rövid (néhány órás) alulbecslés csupán az első nap naplementéjét követően figyelhető meg (5.9. ábra). A felülbecslés jellemzően $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ alatt marad, maximumát a szimulációs időszak első negyedében veszi fel. Az idő előrehaladtával a különbség mérséklődik, a második nap nappalára már $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ alá csökken.



5.9. ábra A 10 perces időbeli felbontású T_{n_MEGF} és modellezett T_{n_WRF} ($n=288$) az USGS felszínhasználati adatbázis UBI városi osztályában a téli (bal oldal) és nyári (jobb oldal) vizsgálati időszak során. A szürke területek a napfelkelte (Nf) és a napnyugta (Nny) közötti éjszakára utalnak

A nyári vizsgálati periódusban a helyzet világosabb, hiszen ekkor a T_{n_MEGF} folyamatos alulbecslése (0,1–2,2 °C-os) valósul meg (5.9. ábra). Ez a negatív eltérés a T_{n_MEGF} napi maximumainak (kb. 14 UTC) és minimumainak (kb. 3 UTC) beálltakor a legnagyobb, az átmeneti időszakokban (hűlési és melegedési szakaszok) általában csekélyebbé válik. A téli és a nyári esetben is megállapítható, hogy a T_{n_WRF} -et a második napon övezi kisebb bizonytalanság. A modellezési bizonytalanság a júliusi napokon például a 19-i naplemente után mérséklődik a legjobban.

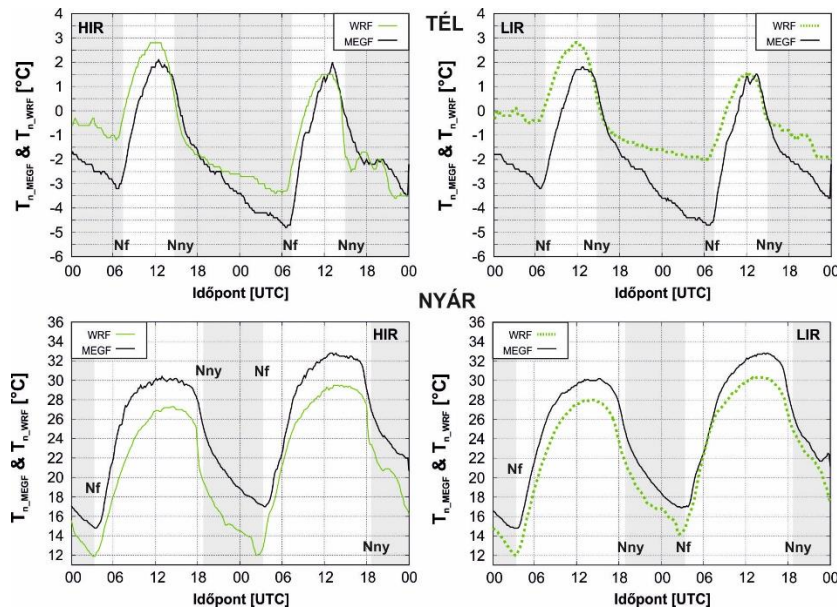
A téli WRF_CORINE -ban – akárcsak a téli WRF_USGS -ben – a T_{n_MEGF} felülbecslése dominál, ebben az esetben azonban egy hosszabb negatív MB -jú ($T_{n_MEGF} > T_{n_WRF}$) időszak is kirajzolódik (5.10. ábra). Mivel a módosított CORINE-adatbázis két felszínosztályában a téli T_{n_MEGF} és a T_{n_WRF} viszonya eltérő, így célszerűnek látom külön tárgyalni ezt a két alesetet. A HIR-ben a megfigyelési és modellezési görbe viszonya kezdetben határozott (kb. 1,5–2 °C-os) felülbecslést jelez, majd ezt – az USGS UBI kategóriájával analóg módon – egy enyhe, hozzávetőleg 0,2 °C-os alulbecslés követ. Az első nap naplementéje után néhány órával a modellhiba újra pozitívvá válik, ami egészen július 19. 12 UTC-ig tart ki. Ezt követően a modellezés bizonytalansága napnyugáig alacsony, később –2 és 0,1 °C között ingadozik.

A LIR-ben egészen a második nap 12 UTC-jéig a HIR-hez hasonlóan alakul a téli T_{n_MEGF} és T_{n_WRF} relációja. Később a modellhiba csökkenését nem a HIR-ben tapasztalható stagnálás, hanem egy igen határozott növekedés követ. További figyelemreméltó eltérés a HIR-hez viszonyítva, hogy a LIR-ben a T_{n_MEGF} éjszakai felülbecslése általában sokkal nagyobb, december 31. reggelén (6 UTC körül) például 2 °C-ot is meghaladó.

A nyári napokon a HIR-ben és a LIR-ben is a T_{n_MEGF} alulbecslése körvonalazódik (5.10. ábra). A modellezési bizonytalanságot az átlagos abszolút hibával számszerűsítve kijelenthető, hogy a HIR-ben a T_{n_MEGF} becslése egyértelműen pontatlanabb ($MAE_{HIR}=3,6$ °C; $MAE_{LIR}=2,2$ °C), ami elsősorban a napi minimumok és maximumok körül tetőző eltéréseknek köszönhető. A T_{n_MEGF} és a T_{n_WRF} megfelelő görbéi mindkét kategóriában fázisban vannak egymással. Másképpen mondva, a modell a szélsőértékek és a hűlési/melegedési periódusok időbeliségét jól adja vissza. Ez a megállapítás már a korábban bemutatott WRF_USGS -re is érvényes.

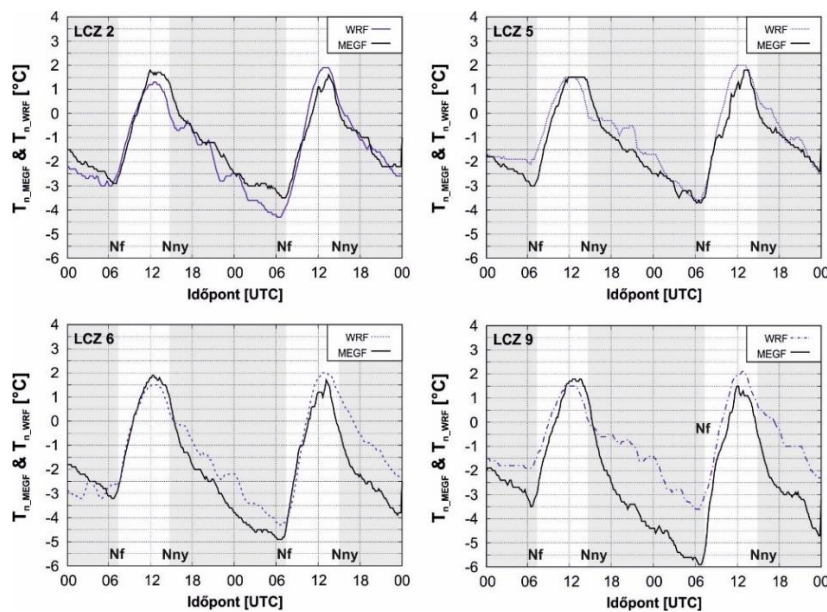
A T_{n_WRF} területi különbségei a WRF_CORINE -ban a modellbeli városi felszínosztályok egyedi geometriai és termikus sajátosságaira vezethetők vissza. Az 5.1. táblázat alapján elmondható, hogy a HIR és a LIR képzeletbeli felszínei csupán az F_{URB} és az F_{NURB} tekintetében térnek el egymástól. A HIR 20%-kal nagyobb F_{URB} értéke fizikailag (potenciálisan nagyobb $|\Delta Q_s|$ és Q_H) azt diktálja, hogy a HIR-ben a nappali T_{n_WRF} alacsonyabb, éjszakai pedig magasabb a LIR-re jellemző értékekhez képest. Ez a hatás elsősorban a nyári nappalokon körvonalazódik, amikor a HIR-beli T_{n_WRF} kb. 0,5 °C-kal alacsonyabb (5.10. ábra). A téli nappalon a T_{n_WRF} F_{URB} -ra való érzékenységet feltehetőleg a kisebb besugárzás és hőtárolás is korlátozza.

Éjjel – függetlenül a téli vagy nyári esettől – a LIR-ben magasabb a T_{n_WRF} , amit viszont az F_{URB} két kategória közötti különbsége nem magyaráz. Ekkor sokkal inkább az átlagoláshoz használt rácpontok száma és azok pozíciója lehet meghatározó. A módosított CORINE-adatbázisban ugyanis Szeged felszínét 2 HIR- és 16-LIR rácpont fedi le. A LIR-osztályok viszonylag nagy száma miatt a T_{n_WRF} advekcója az átlagolás műveletével sikeresen eliminálható. Ezzel szemben a két HIR-rácpontban, amit például a természetes „Vízfelület” vagy „Száras termőterület és legelő” kategóriák öveznek, az advektív hatások jobban befolyásolhatják a hőmérsékletet (pl. hidegebb levegő advekcója ezekről a területekről), ami az éjszakai T_{n_WRF} túlzott süllyedését eredményezheti.



5.10. ábra A 10 perces időbeli felbontású T_{n_MEGF} és T_{n_WRF} ($n=288$) a CORINE felszínhasználati adatbázis városi osztályaiban a téli és nyári vizsgálati időszak során

Ahogy az a szórásdiagramok elemzésénél bebizonyosodott, a WRF_LCZ -t terheli a legkisebb bizonytalanság a $WRF_ÉRZI$ futtatásai közül. A téli időszak során leginkább az LCZ 2 és az LCZ 5 T_{n_WRF} kimenetei járulnak hozzá a magas modellezési pontossághoz ($MAE_{LCZ\ 2}=0,5\ ^\circ\text{C}$; $MAE_{LCZ\ 5}=0,5\ ^\circ\text{C}$) (5.11. ábra). A téli nappalokon az LCZ 6-ban és az LCZ 9-ben hasonlóan kedvező a helyzet, éjszaka viszont az MB e zónákban növekedni kezd, és így a T_{n_MEGF} 1 (LCZ 6) és 3 $^\circ\text{C}$ (LCZ 9) közötti felülbecslése adódik. Ha csak a városi felszín termikus módosításának szempontjából kitüntetett éjszakákra helyezzük a hangsúlyt, akkor látható, hogy a T_{n_MEGF} és a T_{n_WRF} közötti eltérés nem egységes előjelű az egyes LCZ-kben. A kivételt az LCZ 2 képezi, ahol az egyébként konzisztens felülbecslés helyett alulbecslés valósul meg. A nappali órákban már nagyobb területi összhang alakul ki: az első napon enyhe (döntően $0,5\ ^\circ\text{C}$ alatti) alulbecslés, míg a másodikon felülbecslés ($0,5\text{--}1\ ^\circ\text{C}$) következik be.



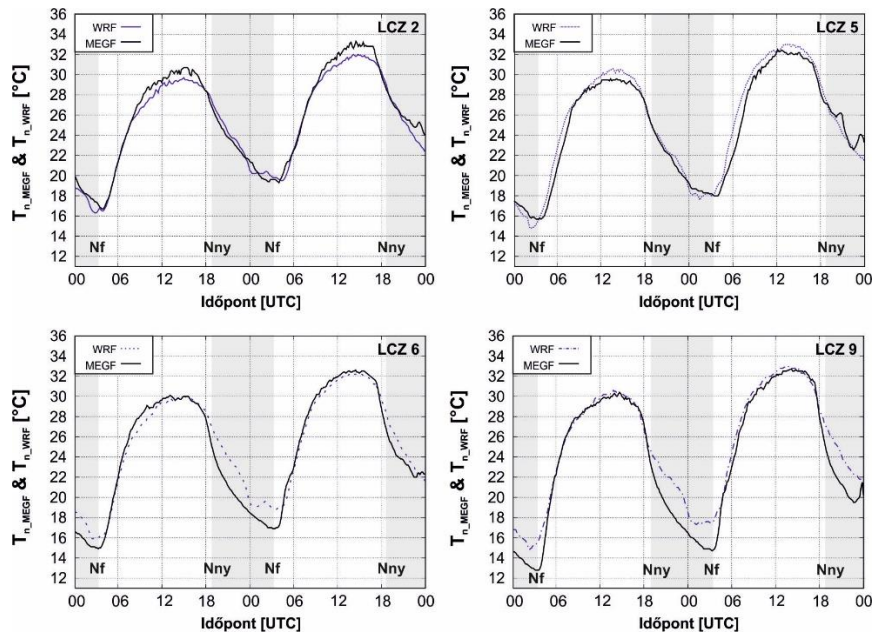
5.11. ábra A 10 perces időbeli felbontású T_{n_MEGF} és modellezett T_{n_WRF} ($n=288$) az LCZ felszínhasználati adatbázis városi osztályaiban a téli vizsgálati időszak során

A nyári napok T_{n_WRF} értékeinek nagyobb pontossága továbbra is a modell LCZ 2-ben és LCZ 5-ben mutatott teljesítményének tulajdonítható, ahol mind nappal, mind éjszaka csak kismértékű bizonytalanság ($MAE_{LCZ\ 2}=0,6\ ^\circ\text{C}$; $MAE_{LCZ\ 5}=0,8\ ^\circ\text{C}$) adódik (5.12. ábra). Az LCZ 6-ban és LCZ 9-ben a MAE már kissé magasabb, $1\ ^\circ\text{C}$ -ot meghaladó ($MAE_{LCZ\ 6}=1,1\ ^\circ\text{C}$; $MAE_{LCZ\ 9}=1,3\ ^\circ\text{C}$). A felmerülő becslési hibák az LCZ 2-nél nappal, a többi LCZ-ben inkább éjszaka csúcsosodnak ki. A naplemente után fokozódó hűlés ütemének becslése – akárcsak a téli napok folyamán – az LCZ 9-ben a legkevésbé sikeres, hiszen ott a T_{n_WRF} csökkenő tendenciája visszafogottabb a T_{n_MEGF} -éhez képest. További probléma, hogy a T_{n_WRF} görbéje ebben a zónában nem rendelkezik a második nap napfelkeltéje környékén határozott inflexió ponttal sem, inkább a minimumhőmérséklet tartós (kb. 2 órán át tartó) stagnálása figyelhető meg.

A kapott eredmények azt sugallják, hogy a T_{n_WRF} a téli nappalokon érzékeny legkevesbé a felszínparaméterek kategóriánkénti változására (5.12. ábra). Ekkor a változó átlagosan $0,5\ ^\circ\text{C}$ -nál is kisebb területi változékonyságot mutat. A hideg periódus éjszakáján már szorosabb kapcsolat feltételezhető, amit a T_{n_WRF} időszakosan $1\ ^\circ\text{C}$ -ot is meghaladó térbeli különbségei is megerősítenek. Amellett, hogy ez a területi differencia elmarad a megfigyelt változékonyságtól (ennek maximuma kb. $2,5\ ^\circ\text{C}$), térben is más karakterisztikákkal rendelkezik. A T_{n_MEGF} a téli éjszakákon az LCZ 9-ben veszi fel a legalacsonyabb értékét, míg az LCZ 2-ben és LCZ 5-ben adódik a legvisszafogottabb lehűlés. Az T_{n_WRF} -re ekkor éppen ellentétes LCZ-nkénti sorrend állapítható meg: LCZ 9>LCZ 5>LCZ 6>LCZ 2.

Az LCZ 9-ben kialakuló visszafogott hűlés a két nap közötti éjszakán arra vezethető vissza, hogy az átlagolásba bevont két állomás (9-2 és 9-4) közül az előbbiben a WRF ködfelhőzet kialakulásával számolt (90% feletti RH), ami a radiatív hűlés tompította. Habár az LCZ 5 rácspontjaiban nem képződött köd a modell szerint (és a valóságban sem), azonban a levegő nedvességtartalma igen magas volt, ami az LCZ 9-hez hasonló hatást fejtett ki. Az LCZ 2-ben és az LCZ 6-ban az eléggé különböző F_{URB} ellenére (rendre 90% és 66%) a nappal a tárolt hő éjszakai kisugárzódása nem eredményezett számottevő termikus kontrasztot a két kategória között. Ismeretes, hogy decemberben a napállás alacsony, így a Q^* és a $|Q_S|$ is minimális. A téli T_{n_WRF} LCZ-k közötti sorrendjét a Q_F elhanyagolása (ld. 4.4.2. fejezet) is befolyásolhatta.

A kisebb modellezési bizonytalansággal jellemezhető nyári szimulációs időszak napján a T_{n_WRF} (és a T_{n_MEGF}) csak kismértékű ($1\ ^\circ\text{C}$ alatti) változékonyságot mutat (5.12. ábra). A napi maximumok idején (kb. 14 UTC) a legalacsonyabb (legmagasabb) T_{n_WRF} az LCZ 2-ben és az LCZ 6-ban (az LCZ 5-ben és az LCZ 9-ben) adódik. Ezekben az LCZ-kben a relatíve magas (alacsony) F_{URB} miatt a $|Q_S|$ számottevő (csekélyebb), ami a T_{n_WRF} alakulását a fenti módon befolyásolja. A naplemente után a tárolódott hő emissziója következtében a T_{n_WRF} csökkenése az érintett LCZ-ben (azaz az LCZ 2-ben és az LCZ 6-ban) nem annyira erőteljes, mint a nagyobb F_{NURB} -bel rendelkező kategóriákban (azaz az LCZ 5-ben és az LCZ 9-ben). A nyári vizsgálati periódus első napjának hajnalán (ez egyben egy hosszabb hőhullámos időszak első napja is, ld. 4.4.3. fejezet) a T_{n_WRF} térben kiegyenlítettebb (rendre $16\ ^\circ\text{C}$ körüli minimumokkal). A vizsgált két nap közötti éjszakán viszont már jobban érvényesül a hőtárolás és -kibocsátás hatása. Ekkor a legmelegebb LCZ 2 és a leghidegebb LCZ 9 között a T_{n_WRF} különbsége $2\text{--}2,5\ ^\circ\text{C}$ körül tetőzik, miközben a T_{n_MEGF} LCZ-k közötti differenciája még nagyobb, $4\ ^\circ\text{C}$ -ot is túlszárnyaló.



5.12. ábra A 10 perces időbeli felbontású T_{n_MEGF} és T_{n_WRF} ($n=288$) az LCZ felszínhasználati adatbázis városi osztályaiban a nyári vizsgálati időszak során

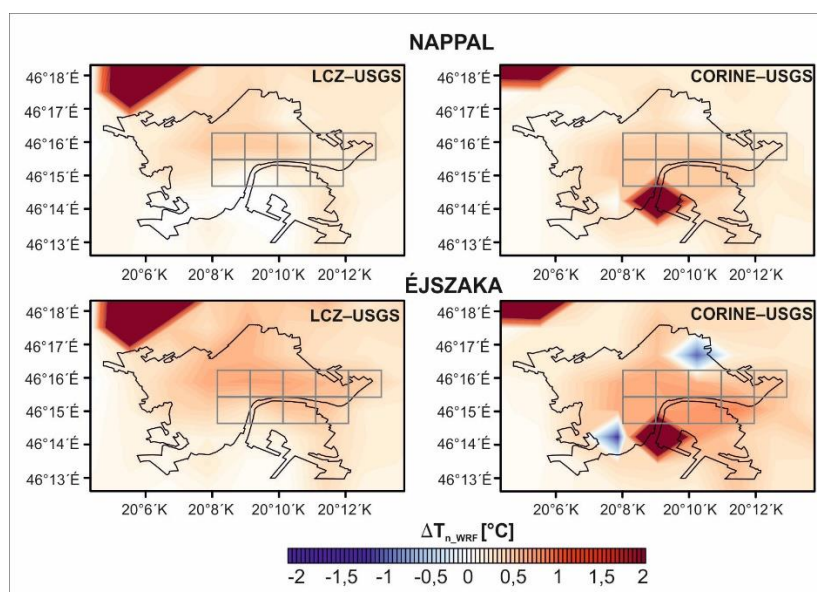
Az 5.13. ábrán a három felszínhasználati adatbázis felhasználásával előállított, a téli nappalokra és éjszakákra átlagolt T_{n_WRF} -ek területi különbségeit (ΔT_{n_WRF}) ábrázoltam Szegedre és szűkebb környezetére. Az összehasonlítás során referenciaként a WRF_USGS futtatást tekintettem. A döntően pozitív ΔT_{n_WRF} értékek arra utalnak, hogy a WRF_CORINE -ban és a WRF_LCZ -ben a T_{n_WRF} a város területén többnyire magasabb a WRF_USGS megfelelő kimeneténél. Az eltérő termodinamikai háttér miatt a városi felszínosztályokra modellezett ΔT_{n_WRF} -t és a Szegedtől északnyugatra és a módosított CORINE-adatbázisban délre lévő meleg anomáliák tárgyalását érdemes különválasztani. A településen kívüli „forró pontok” ugyanis nem az UCP-k különbségeire, hanem az egyes adatbázisokban a Fehér-tóhoz köthető vízfelületek eltérő reprezentációjára vezethetők vissza (ld. 4.2.2. és 5.1. fejezetek). Hasonló a helyzet a város déli részén, ahol a CORINE-ban egy felszínhasználati rácpontot szintén vízfelület foglal el, ami az USGS- és az LCZ-alapú adatbázisokban sem található meg. Ezekről az anomáliáktól eltekintve, a modellkísérletek közötti termikus különbségek egyértelműen az UCP-k eltérő megválasztására vezethetők vissza.

Ha csak azokat a rácpontokat nézzük, ahol mindhárom adatbázis szerint város van, akkor a téli ΔT_{n_WRF} (a WRF_CORINE és a WRF_LCZ átlagában) az éjszakákon kb. 0,5 °C-kal nagyobb, mint a nappalokon (5.13. ábra). A WRF_USGS -hez viszonyított hőtöbblet mindkét napszakban a városközpont felé mutató gradienssel rendelkezik. A WRF_CORINE és a WRF_LCZ szimulációk közül a kisebb ΔT_{n_WRF} – és így a referencifuttatással való nagyobb egyezés – az utóbbihoz kapcsolható.

A „vegyes” rácpontokat is tekintve, a legcsekélyebb (0 °C körüli) termikus kontraszt Szeged déli részén, az LCZ 6 az USGS 2 („Száraz termőterület és legelő”) kategóriák között, a nappali órákban adódik. Ez a hőmérsékleti kiegyenlítettség egy mesterséges és egy természetes jellegű felszíntípus között arra utal – mint ahogy az fizikailag feltételezhető is –, hogy nappal a T_n módosulása elenyésző a városi felszínnek felett. Ez a balansz éjjel már természetesen nem áll fenn. Az LCZ 6-ban ekkor már egyértelmű (1 °C körüli) ΔT_{n_WRF} rajzolódik ki, ami egyfajta hősziget hatásként is értelmezhető.

A ΔT_{n_WRF} területi karakterisztikáit az UCP-k felől közelítve azzal a feltevéssel lehet élni, hogy a tisztán városi rácspontokban a téli nappalok ΔT_{n_WRF} -ét feltehetően az F_{URB} kategóriák közötti eltérései határozzák meg. A referencia (USGS szerinti) F_{URB} -hoz képest az LCZ és a CORINE városi osztályokhoz – az LCZ 2-t leszámítva – rendre kisebb F_{URB} -ok vannak hozzárendelve (ld. 4.2.2. és 5.1. fejezet), ami mérsékeltebb hőtárolást és ezzel jelentékenyebb nappali felmelegedést okoz. Az éjszakai órákban az F_{URB} mellett a H/W is fontos szerepet játszhat a ΔT_{n_WRF} kormányzásában. Az összes potenciális városi felszínkategória közül csak az USGS UBI-ban 1 alatti a H/W . Ez egyben azt is jelenti a H/W és az SVF közötti egyenes arányosság miatt, hogy a SVF ebben az osztályban a legnagyobb (53% körüli), ami pedig összességében erősíti a radiatív hűlést a többi kategóriához viszonyítva.

A WRF_CORINE és WRF_USGS összehasonlításban előfordul két olyan rácspont is, ahol a ΔT_{n_WRF} negatív ($-0,4$ és $-1,2$ °C közötti). E rácspontokban szintén nem két mesterséges osztály helyezkedik el, hanem a HIR és az USGS 2. Előbbiben az éjszakai átlagolt T_{n_WRF} alacsonyabb értékei az UCP-k alapján nehezen értelmezhetők. Ahogy azt már korábban is hangsúlyoztam, ezt a hideg anomáliát sokkal inkább a cellák közötti advekciónak generálhatta.



5.13. ábra A WRF_CORINE és a WRF_LCZ modellkísérletek által definiált T_{n_WRF} átlagos nappali és éjszakai különbségei (ΔT_{n_WRF}) a referenciának tekintett WRF_USGS futtatás megfelelő értékeihez képest a téli szimulációs időszak alatt. A Szegedre és szűkebb környezetére kirajzolt térképeken a szürke négyzetek az USGS-adatbázis városi felszínosztályának csempeit jelölik

A nyári nappalon (5.14. ábra) a módosított CORINE és az LCZ adatbázisok városi osztályaiban a T_{n_WRF} átlagosan kb. 1,5–2 °C-kal magasabb a WRF_USGS -alapú referencia értékeknél. A WRF_CORINE -ban (a WRF_LCZ -ben) a legnagyobb ΔT_{n_WRF} a LIR-ben (az LCZ 5-ben és LCZ 6-ban) figyelhető meg. A HIR-ben és az LCZ 2-ben eközben a ΔT_{n_WRF} mindössze a 0–0,3 °C-os tartományban mozog. A vízfelületek reprezentációjában adódó eltérések ezúttal is jelentős anomáliákat gerjesztenek. E párolgó és nagy C -jű felszínek felett természetesen a ΔT_{n_WRF} nappal a negatív tartományba kerül.

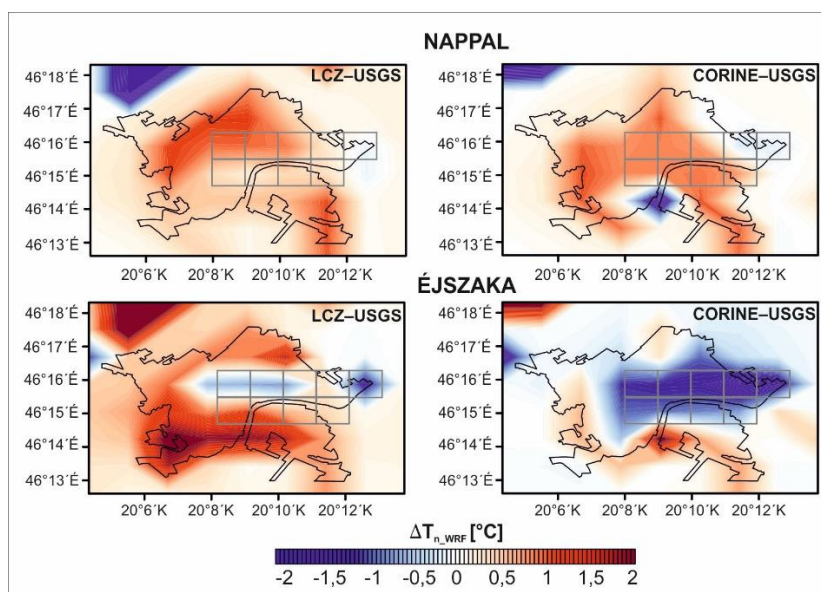
Az átlagolt nyári éjszaka kissé különbözik az eddig tárgyalt esetektől, mivel ekkor a ΔT_{n_WRF} több szegedi rácspontban is negatívba fordul. A WRF_LCZ -ben ez a karakterisztika különösen a Szeged centrumában lévő LCZ 5-re jellemző. Emellett Újszeged legkeletibb rácspontjában is alacsonyabb a T_{n_WRF} a WRF_USGS -hez viszonyítva.

A *WRF_CORINE*-ban a ΔT_{n_WRF} negatív értékei a *WRF_LCZ*-hez viszonyítva egy még kiterjedtebb térrészt érintenek, hiszen a ΔT_{n_WRF} – Szeged nyugati részét leszámítva – a város kb. kétharmadában (a LIR rácspontokban) $-1,5$ és 0 °C között változik. A nyári éjszakán pozitív (jellemzően $1-3$ °C-os) ΔT_{n_WRF} csak olyan rácspontokban figyelhető meg, amit a módosított CORINE- vagy az LCZ-alapú adatbázisok mesterséges, eközben az USGS-alapú természetes felszínhasználati kategóriával fed le. Ilyenek az 5.14. ábrán szürke négyzettel kiemelt területeken kívüli körzetek.

A nyári periódus átlagos nappalán – a téli nappalokhoz hasonlatosan – a kb. 1 °C-os pozitív anomáliát *WRF_USGS* UBI kategóriájának nagyobb F_{URB} -ja okozza. Látható, hogy a ΔT_{n_WRF} csak abban az LCZ 2-ben mérséklődik 0 °C közelébe, amelyben az F_{URB} szintén $0,9$, ami hasonló mértékű felszíni hőtárolást valószínűsít a két osztályban.

Az éjszakai órákban a ΔT_{n_WRF} kizárólag azon rácspontokban negatív (kivéve az LCZ 2-t), ahol mindhárom adatbázisban mesterséges felszínosztály van. E (kb. $0,5-2$ °C-os) hőmérsékleti deficitre a legtöbb LCZ és módosított CORINE városi kategória kisebb F_{URB} -ja továbbra is kézenfekvő magyarázatot nyújt. Az F_{URB} -on kívül a H/W továbbra sem hagyható figyelmen kívül az éjjeli T_{n_WRF} alakításában, amit jól példáz az LIR és az LCZ 2 esete. Előbbiben ugyanis a relatíve alacsony (40% -os) F_{URB} -on kívül a csekély ($1,09$), a referencia kategóriánál mindössze $0,29$ -el nagyobb H/W is támogatja a negatív anomália erősödését. Utóbbiban pedig éppen a jóval nagyobb ($1,86$ -os különbség) H/W okozhatja – ellentétes folyamatok révén – az éjszakai T_{n_WRF} enyhe (pár tized fokos) éjszakai többletét az a *WRF_USGS* értékeihez képest

A vegyes rácspontban, ahol például mesterséges CORINE/LCZ- és természetes USGS-osztályok vannak, a nyári éjszakák T_{n_WRF} értékei egyértelműen (2 °C-ot meghaladóan) a mesterséges felszínre vonatkozóan magasabbak. A *WRF_LCZ* és *WRF_USGS* összehasonlításban a város keleti peremén felbukkanó negatív ΔT_{n_WRF} pedig éppen fordított okokra vezethető vissza: az LCZ-adatbázis „virtuális városa” erre a területre már nem terjed ki, az USGS-ben viszont ebben a rácspontban is a mesterséges UBI-kategória az uralkodó (5.14. ábra).



5.14. ábra A *WRF_CORINE* és a *WRF_LCZ* modellkísérletek által definiált T_{n_WRF} átlagos nappali és éjszakai különbségei (ΔT_{n_WRF}) a referenciának tekintett *WRF_USGS* futtatás megfelelő értékeihez képest a nyári szimulációs időszak alatt

A fenti eredmények alapján megállapítható, hogy Szeged termikus viszonyainak modellezése olyan felszínborítottsági adatbázis alkalmazásával lehet sikeres, ami a nagymértékben tagolt városi felszíneket minél nagyobb számú homogén osztályra képes felbontani. *De Meij és Vinuesa (2015)* munkája is bizonyítja, hogy ez természetesen nem csak Szegedre, hanem más településre is helytálló megállapítás. Az olaszországi Lombardia tartományra végrehajtott vizsgálatuk során azt tapasztalták, hogy a CORINE és az USGS adatbázisokkal elvégzett szimulációjukban az előbbihez kapcsolódó T_{n_WRF} egy téli és egy nyári időszakban is kisebb (rendre 0,5 és 1,2 °C-kal) modellhibával rendelkezett. A szerzők véleménye szerint a modellezett változók (a T_n mellett a v és az RR) bizonytalanságának csökkenése a városok precízebb reprezentációjának (magasabb F_{URB}), valamint a Q_H és Q_E áramok jobb becslésének volt köszönhető.

Li et al. (2018a) e két adatbázist az Urban Atlasszal egészítette ki, és szintén azt találta, hogy az USGS-nél finomabb felbontású és több mesterséges osztályt tartalmazó CORINE és Urban Atlas adatbázisokkal az F_{URB} kulcsparaméter térbeli eloszlása a valóságot jobban leképezte, ami a modell megbízhatóságát jelentősen növelte. Hozzátette továbbá, hogy ha egy adott területre nagyfelbontású (1 km alatti) statikus adat áll rendelkezésre, akkor a modellrácsokban érdemes a felszínhasználatra azt a mozaikos módszert alkalmazni, amivel a városi felszínmorfológia rácson belüli változékonysága (több osztály egyidejű súlyozott arányával) figyelembe vehető.

Brousse et al. (2016) tanulmánya szerint az LCZ-alapú osztályozás a CORINE-klasszifikációnál jobb alapot biztosít egy adott település (esetében Madrid) a T_n modellezéséhez, amit a madridi nyári (téli) T_{n_WRF} -ek 10%-kal (5%-kal) pontosabbá válása is alátámasztott. Arra is rámutattak a szerzők, hogy a CORINE-adatbázisnál a városi osztályok kijelölése nem támaszkodik a felszín sugárzási és termikus változóinak ismeretére, ezért – az LCZ-alapú klasszifikációval ellentétben – az egyes CORINE-kategóriákhoz nem köthető egységes (városról-városra hasonló) termikus kölcsönhatás, ami az eredmények nemzetközi kontextusba helyezését nehezítheti.

Ugyan a szegedi mintaterületen is az LCZ-alapú szimuláció bizonyult a legeredményesebbnek, de a modellkiementek 1,5 km-es vízszintes rácsfelbontása következtében az LCZ-konceptió nem tudott maradéktalanul érvényesülni. Mivel a modellbeállítások szerint minden rácsot a domináns LCZ jellemez, ezért az alapértelmezett (kedvezőbb felbontású) LCZ-adatbázisban a kis területű LCZ 3 az LCZ 5-be olvadt, és a kategóriák határai is helyenként összemosódtak (ld. 2.10. és 5.2. ábrák). Előzetes (jelen tanulmányban nem részletezett) tesztek arra engedtek következtetni, hogy a *Li et al. (2018a)* által javasolt mozaikos közelítéssel a kapcsolódó statisztikai mérőszámok nem javulnak számottevően, ellenben a mozaikok számának emelkedésével a futtatáshoz szükséges idő megnövekszik. Alternatívaként a vízszintes rácsfelbontás finomításával próbálkoztam (a terra incognita probléma miatt a Δx -et 300 m-re csökkentettem), ami a számítási erőforrásokat még inkább „fogyasztotta”. A modellrendszer városi léptékű előrejelzési célokra való optimalizálását szem előtt tartva, a rács távolságra és a felszínosztályok részletgazdagságára vonatkozó kompromisszumok meghozatalára kellett törekednem, ami a végül az 1,5 km-es modellfelbontást jelölte ki.

5.3. A modell érzékenysége a városi parametrizációs séma megválasztására

Az előző alfejezet arra világított rá, hogy a kialakított modellrendszer az LCZ-központú felszínhasználati adatbázissal és az azokhoz kapcsolódó UCP-kkel volt képes a T_n -t a legeredményesebben megbecsülni a kiválasztott szimulációs időszakok alatt. Emiatt a folytatásban bemutatásra kerülő modellkimenetekben a mesterséges felszín típusok mindig az egyes LCZ-ket fogják jelenteni.

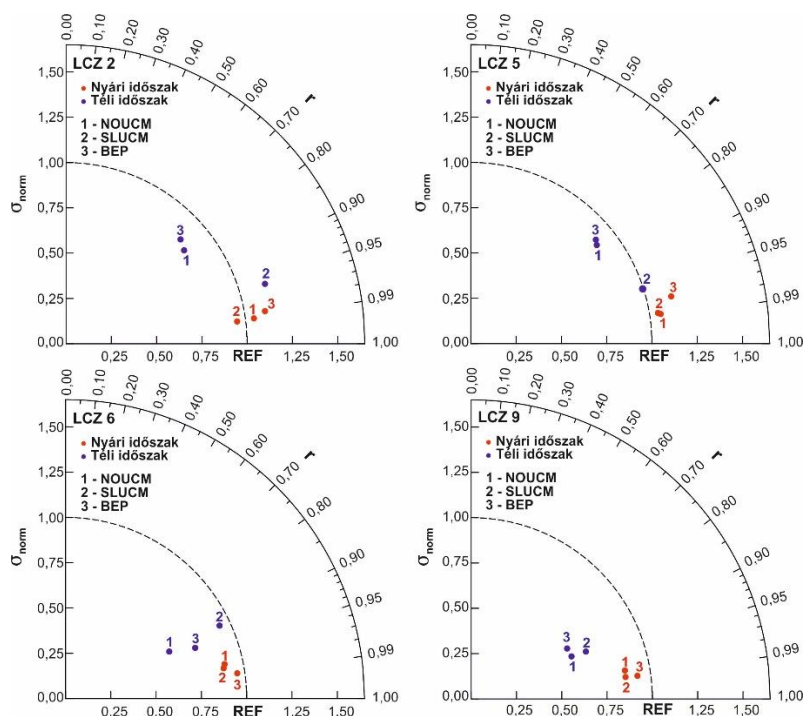
Jelen alfejezetben vizsgálati periódusonként három futtatással szándékozom a WRF különböző városi felszínparametrizációs sémáinak a szimulált termikus viszonyokra gyakorolt hatását feltárni. Ebben az érzékenységi vizsgálatban a referencia-futtatás a *WRF_NOUCM*, melyben a klasszikus UC-szemlélet nem érhető tetten. A mesterséges felszínnek egyszerű paraméterezése miatt ebben a Noah felszíni almodellre alapozó szimulációban csak a legalapvetőbb fizikai kölcsönhatások modellezése lehetséges (ld. 3.3.2. fejezet). A további két numerikus kísérletben az UCL-ben zajló folyamatok parametrizációja az *SLUCM_{WRF}* és a *BEP* sémák figyelembevételével történt. Mint ahogy azt a 3.3.2. fejezetben is hangsúlyoztam, a parametrizációk az UCL-ben elhelyezhető függőleges modellszintek számában, összetettségben, valamint adat- és számításigényben különböznek. A *WRF_ÉRZ2* központi kérdése tehát, hogy a sémák komplexitásának, a vertikális reprezentativitásnak és a számításigénynek növekedésével a szimulációkat övező bizonytalanság milyen irányba változik.

Az 5.15. ábrán illusztrált Taylor-diagramokon a hat futtatás T_{n_WRF} -einek statisztikai értékelése látható. Az r értékei alapján arra lehet következtetni, hogy az egyes modellkísérletek nagyobb egyetértése a nyári időszak sajátossága, télen már jól kivehető különbségek rajzolódnak ki. Ez egyébként összhangban van az előző alfejezet tapasztalataival. A decemberi napokon az LCZ 2-ben és az LCZ 5-ben a *WRF_SLUCM* T_{n_WRF} kimenetei követik legjobban a T_{n_MEGF} -et, amit a 0,95-öt meghaladó r -ek is alátámasztanak. Ezen LCZ-kben a *WRF_NOUCM* és a *WRF_BEP* r értékei rendre 0,80 körül maradnak (LCZ 2: $r_{NOUCM}=0,78$; $r_{BEP}=0,73$; LCZ 5: $r_{NOUCM}=0,79$; $r_{BEP}=0,77$). Az LCZ 6-ban a *WRF_BEP* és a *WRF_NOUCM* teljesít a legjobban, az LCZ 9-ben viszont nincs lényeges különbség a futtatások teljesítménye között. A modellkísérletekben a T_{n_WRF} -ek szórása – a *WRF_SLUCM* LCZ 2-beli esetétől eltekintve – rendre kisebbek, mint a T_{n_MEGF} -eké. Az LCZ 9-en kívül, ahol a három téli szimuláció normalizált szórásai ($\sigma_{norm}=\sigma_{WRF}/\sigma_{MEGF}$) hasonlóak (0,60–0,68), mindig a *WRF_BEP* és a *WRF_NOUCM* T_{n_WRF} -einek változékonysága marad el legjobban a mérésekre jellemzőtől.

Az r értékei szerint a megbízhatóbb nyári szimulációkban nem körvonalazódik egy határozottan a többi felett teljesítő futtatás (5.15. ábra). Habár az azért megállapítható, hogy területi átlagban a *WRF_SLUCM*-ben lévő T_{n_WRF} -ek pontossága némileg felülemelkedik a többi esetéhez képest. A fizikailag legösszetettebb sémaként aposztrofálható *BEP* szimulációja általában a legkisebb, az LCZ 6-ban viszont éppen a legmagasabb (0,99) r -rel rendelkezik. Eközben a *WRF_NOUCM* – az egyszerűsített felszínparametrizáció dacára – a T_{n_MEGF} -et igen jól, az LCZ 5-ben például a *WRF_SLUCM*-el azonos módon ($r_{NOUCM}=r_{SLUCM}=0,99$) közelíti. Ugyan területi értelemben a jellemzően 0,97 feletti r értékek átlagosan az LCZ 9-ben a legmagasabbak, de valójában csak marginális zónánkénti változékonyságot mutatnak.

A T_{n_WRF} -hez köthető σ_{norm} értékek – a szimulációs időszaktól függetlenül – az LCZ 2-ben és LCZ 5-ben (az LCZ 6-ban és LCZ 9-ben) általában 1-nél nagyobbak (kisebbek), ami a mérések σ értékeinek felülbecslését (alulbecslését) jelenti. Összességében a σ_{norm} a nyári és téli napok közül előbbiben közelítette meg inkább a kívánt (1 °C-os) referencia értéket.

Az időszakok között a legnagyobb javulás a *WRF_NOUCM*-ben következett, mivel a T_{n_WRF} LCZ-k szerint σ_{norm} -ja a téli 0,74 °C-ról a nyári 0,97 °C-ra emelkedett.



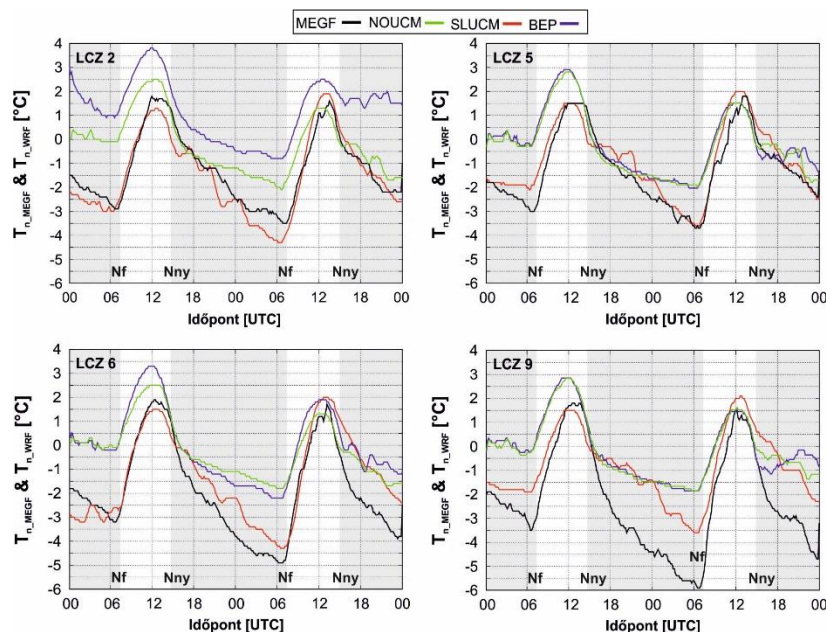
5.15. ábra A különböző futtatások statisztikai összehasonlítása a különböző LCZ-kben a téli és nyári T_{n_WRF} és T_{n_MEGF} értékek alapján. A normalizált szórásnál a normalizálás a T_{n_MEGF} szerint történt

Az előző alfejezetben a *WRF_SLUCM* (ott *WRF_LCZ* jelöléssel) modellkísérlet T_{n_WRF} -ének és a T_{n_MEGF} idő- és térbeli változásait már ismertettem, ezért az 5.16.–5.19. ábrák elemzésénél elsősorban a *WRF_BEP* és a *WRF_NOUCM* görbéinek bemutatására és az egyes szimulációk különbségeire helyezem a hangsúlyt.

Míg a *WRF_SLUCM* futtatásban a T_{n_MEGF} felül- és alulbecslése (pl. LCZ 2) is megfigyelhető, addig a *WRF_BEP*-ben és a *WRF_NOUCM*-ben a T_{n_WRF} többnyire jóval magasabb a T_{n_MEGF} -nél a két téli nap során (5.16. ábra). A modell bizonytalansága – akárcsak a *WRF_SLUCM*-ben – az éjszaka nagyobb, azonban az újabb futtatásoknál a nappal bekövetkezett hibáktól sem lehet eltekinteni. E nappali eltérések a téli vizsgálati periódus első napján maximálisak, az LCZ 2-ben 12 UTC után elérhetik a 2,5 °C-ot is. Ekkor a felülbecslés az LCZ 2-ben és az LCZ 6-ban a *WRF_BEP*-ben a legjelentősebb, a többi LCZ-ben azonban a *WRF_BEP* és a *WRF_NOUCM* is hasonló mértékű (kb. 1–1,5 °C-os) pozitív modellhibát jeleznek. A második nap nappalán már határozott tendencia nem figyelhető meg a futtatások között, habár az LCZ 2-ben a *WRF_BEP* által definiált T_{n_WRF} a többinél 1,5 °C-kal magasabb.

A *WRF_BEP* és a *WRF_NOUCM* szimulációk bevezetésével a modell éjszakai bizonytalansága nemhogy csökken a *WRF_SLUCM*-hez képest, hanem inkább növekedni látszik, függetlenül az LCZ megválasztásától. A bizonytalanság legnagyobb növekedése (az LCZ-k átlagában) az első nap napfelkeltéig tart. Ekkor a *WRF_SLUCM* marginális eltérésein túl a többi modellkísérletben 4 °C körüli modellhiba adódik. Nem hagyhatók figyelmen kívül továbbá azok a 0 és 4,5 °C közötti differenciák sem, melyek a két nap közötti éjszakán az LCZ 6-ban és az LCZ 9-ben következnek be. Ezen zónákban a T_{n_MEGF} markáns felülbecslése december 31. naplementéje után is fennmarad, miközben az LCZ 2-ben és az LCZ 5-ben

kissé mérséklődik ez a pozitív eltérés. A *WRF_BEP*-ben azonban még ez a mérséklődés sem érhető tetten az LCZ 2 területén, hiszen az utolsó téli nap éjszakáján a T_{n_WRF} állandó marad, amivel 2 és 4 °C közötti felülbecslés jön létre.

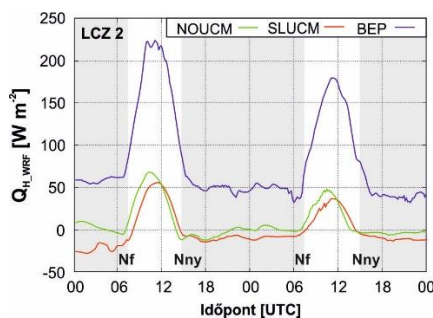


5.16. ábra A 10 perces időbeli felbontású T_{n_MEGF} és T_{n_WRF} ($n=288$) a három városi parametrizációs séma felhasználásával a téli vizsgálati időszak során. A szürke területek a napnyugta (Nny) és a napfelkelte (Nf) közötti éjszakára utalnak

A téli T_{n_WRF} -ek közötti különbségek alapján arra lehet következtetni, hogy a futtatásokban alkalmazott sémák komplexitása és a kapcsolódó modellezési pontosság általában nincsen egyenes arányosságban egymással. A *WRF_SLUCM* és a *WRF_NOUCM* összevetéséből az derül ki, hogy az UC-konceptió bekapcsolásával a modellhiba csökken. A bizonytalanság-mérséklés hátterének megértéséhez figyelembe kell azt venni, hogy míg a *WRF_NOUCM*-ben a virtuális felszín egyetlen termodinamikailag aktív felülettel rendelkezik (utak), addig a *WRF_SLUCM*-ben az épületek falai és a tetők is ilyenek (ld. 3.3.2. fejezet). Emiatt a két szimulációban a felszíni fluxusoknak is különbözniük kell, hiszen az UC összeített és az egyes felszínelemek egyedi fizikai mérőszámai szükségszerűen eltérnek. A fluxuselosztás szempontjából lényeges μ LCZ 2-beli értéke például $1252 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1/2} \text{ K}^{-1}$ a *WRF_NOUCM*-ben és $1431 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1/2} \text{ K}^{-1}$ a *WRF_SLUCM*-ben. Minthogy a kisebb μ a Q_H dominanciáját jelenti a $|Q_S|$ -sel szemben, ezért a nagyobb modellezett éjszakai szenzibilis hőáram (Q_{H_WRF}) magasabb T_{n_WRF} -et eredményezhet.

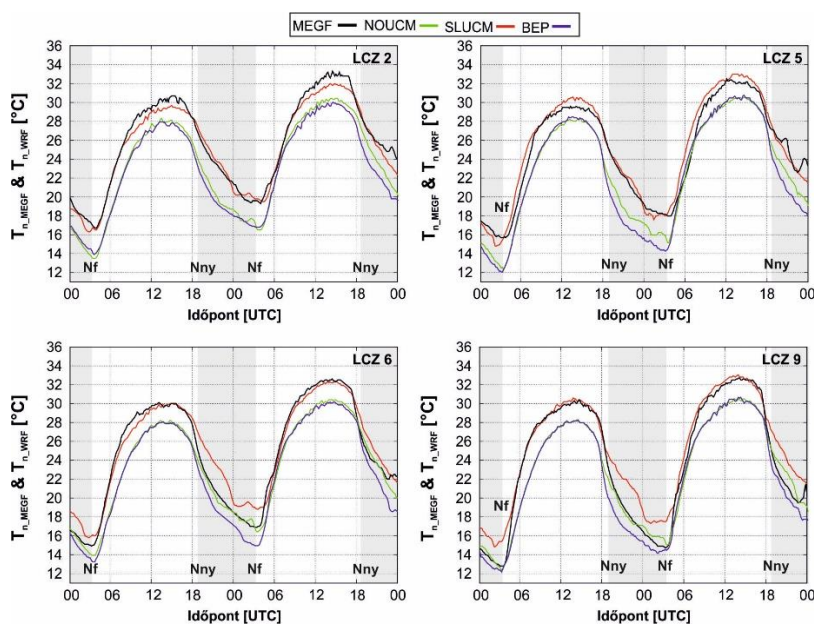
Az 5.17. ábra valóban megerősíti azt, hogy a *WRF_NOUCM*-ben mindkét téli nap éjszakáján jelentősebb a Q_{H_WRF} a *WRF_SLUCM* értékeihez képest. A maximális Q_{H_WRF} -et mégis a *WRF_BEP* produkálja, ami jól magyarázza, hogy miért ebben a szimulációban a legcsekélyebb a T_{n_WRF} hűlési potenciálja. Ennek oka ezúttal nem a termodinamikai mérőszámok különbségeire vezethető vissza, hanem a közös paraméterekkel leírt UCL kétféle függőleges reprezentációjára. A *WRF_BEP*-ben ugyanis a megnövelt vertikális modellszintek miatt az UC aktív felületeinek nemcsak egy pontjában válik ismertté egy adott fluxus átlagos értéke, hanem az átlagolásban több pont is részt vesz, melynek következtében a változó vertikális eloszlásáról pontosabb információ érhető el. Mindazonáltal e téli napokon a *WRF_BEP*-beli T_{n_WRF} és a T_{n_MEGF} közötti differencia nem csökkent a többi szimuláció *MB*-inek szintjére.

Ez feltehetően annak tulajdonítható, hogy a modellkísérletek horizontális ráctávolsága túl nagy a BEP-parametrizációban rejlő lehetőségek érvényesüléséhez.



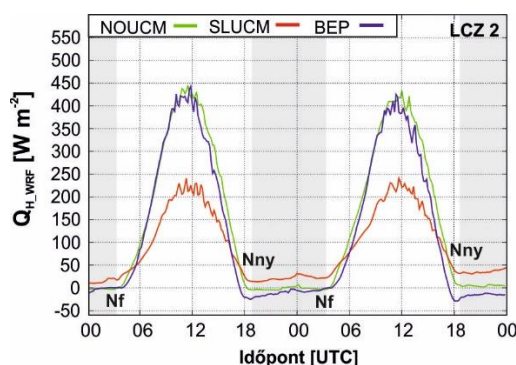
5.17. ábra A három városi parametrizációs séma felhasználásával előállított 10 perces időbeli felbontású Q_{H_WRF} ($n=288$) az LCZ 2-ben a téli vizsgálati időszak során

A WRF_NOUCM és a WRF_BEP nyári vizsgálati periódus alatt felmerülő modellhibái a T_{n_MEGF} konzisztens alulbecsléséből adódnak (5.18. ábra). Ez a negatív előjelű eltérés a nappali és az éjszakai órákban egyaránt érzékelhető. Nagysága az első nap 18 UTC-jéig állandó (kb. 1,5-2 °C-os), később azonban nagyobb időbeli változékonyságot mutat. Az első nap naplementéjéig a futtatások T_{n_WRF} görbéi az összes LCZ-ben együtt haladnak, majd ezt követően – az LCZ 2 kivételével – a WRF_BEP -ben a T_{n_WRF} intenzívebb csökkenése valósul meg. Ennek következtében a két eset közül – a hőmérsékleti minimumok bekövetkezéséig (kb. 3 UTC) – a WRF_NOUCM közelíti jobban a T_{n_MEGF} -et. Napfelkelte és a következő napnyugta között a T_{n_WRF} görbék újra harmonizálnak egymással, a köztük lévő maximális különbség mindössze néhány tized fok. Július 19. napnyugta után a hűlési ütemekben mutatkozó differencia újra előtérbe kerül, ami a WRF_BEP -et összességében a legpontatlanabb szimulációvá teszi a 18:20 UTC után következő időszakban. A hűlési ütemek területi sajátosságait részletezve elmondható, hogy a WRF_BEP és a WRF_NOUCM is a T_{n_WRF} nagyobb csökkenésével számol az LCZ 5-ben, mint ahogy azt a T_{n_MEGF} sejtetné. Az LCZ 6-ban pedig éppen a hűlési ütem alulbecslése adódik. A többi LCZ-ben a T_{n_WRF} éjszakai dinamikája a megfigyelésekkel szorosabb egyezést mutat.



5.18. ábra A 10 perces időbeli felbontású T_{n_MEGF} és T_{n_WRF} ($n=288$) a három városi parametrizációs séma felhasználásával a nyári vizsgálati időszak során

A *WRF_SLUCM*-nél általában a *WRF_NOUCM* és a *WRF_BEP* is alacsonyabb T_{n_WRF} -fel számol. Az 5.18. ábrát jobban szemügyre véve az tapasztalható, hogy ez a kb. 2–3 °C-os különbség a vizsgálati periódus kezdete óta jelen van és „konzerválódik” az időszak hátralévő részében. Kivételt jelentenek a július 19. napfelkelte utáni órák, amikor a *WRF_NOUCM*-ben és a *WRF_BEP*-ben a fokozottabb melegedési ütemek miatt a T_{n_WRF} görbei egészen 6 UTC-ig hasonló értékeket vesznek fel. A *WRF_SLUCM*-ben a T_{n_WRF} éjszakai többletét a többi szimulációhoz képest az éjszaka is felfelé irányuló Q_{H_WRF} okozza, míg a többi esetben Q_{H_WRF} előjelet vált (5.19. ábra). Az alacsonyabb nappali Q_{H_WRF} (és feltehetően a magasabb $|Q_S|$) dacára a *WRF_SLUCM*-ben a T_{n_WRF} napi hőingása hozzávetőleg akkora, mint a nagyobb kumulált Q_{H_WRF} -fel jellemezhető *WRF_BEP*-ben és *WRF_NOUCM*-ben (egységesen 13–14 °C) (5.18. ábra). Következésképpen az látszik, hogy a Q_{H_WRF} 200 W m⁻²-es eltérései nem generálnak különbségeket a nappali melegedés intenzitásában az egyes futtatások között. A Q_{H_WRF} többletét valószínűleg a turbulencia hatékonyan keveri el a felszín közelében, így az a T_{n_WRF} változását csak korlátozottan befolyásolja.



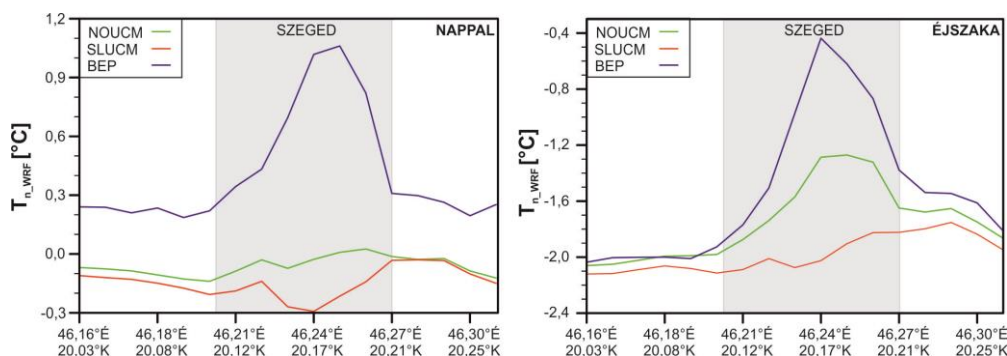
5.19. ábra A három városi parametrizációs séma felhasználásával előállított 10 perces időbeli felbontású Q_{H_WRF} ($n=288$) az LCZ 2-ben a nyári vizsgálati időszak során

A T_{n_WRF} nappali és éjszakai átlagait elemezve látható, hogy – az 5.18. ábrával analóg módon – a legmagasabb téli értékeket nappal és éjjel is a *WRF_BEP* adja (5.20. ábra). Szeget délkelet felől átszelő keresztmetszet mentén a maximális (1 °C-ot meghaladó) T_{n_WRF} különbségek a szimulációk között a település legbeépítettebb területei felett körvonalazódnak. A *WRF_NOUCM* és a *WRF_SLUCM* között is az LCZ 2-ben legnagyobb ez a termikus kontraszt, jóllehet, ebben az összevetésben ez már csupán 0,2 °C körül alakul. Az 5.20. ábra alapján az is nyilvánvaló, a téli T_{n_WRF} Szegeden belüli változékonysága a *WRF_BEP* szerint a legmarkánsabb.

A T_{n_WRF} görbéi egyfajta városi hősziget-indikátornak is tekinthetők. A vidéken nagyjából állandó (kb. 0,2-0,3 °C-os) nappali T_{n_WRF} a város külterületénél emelkedni kezd, majd ez a tendencia a belvárosig folytatódik. Szeged centrumából továbbhaladva a T_{n_WRF} a település északkeleti határáig csökken. Ez a klasszikusnak számító hőmérsékleti eloszlás kb. 0,8 °C-os átlagos hősziget-intenzitásra (ΔT_{UHI_WRF}) utal a *WRF_BEP*-ben a téli nappalokra vonatkozóan. A megfigyeléseket egyébként jobban követő *WRF_NOUCM*-ben és *WRF_SLUCM*-ben a T_{n_WRF} görbék Szeged feletti változásai visszafogottabbak. Mi több, a *WRF_SLUCM* például enyhén negatív (–0,2 °C-os) ΔT_{UHI_WRF} -fel számol.

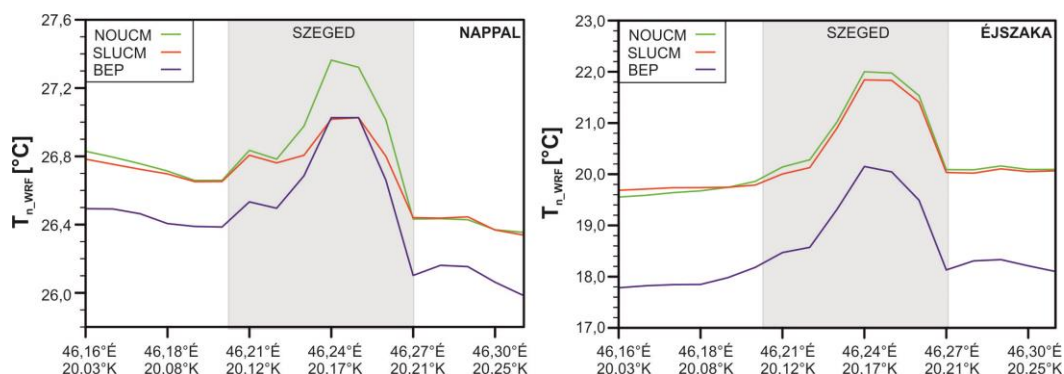
A téli éjszakákon már mindhárom szimulációban fellelhető a város vidékhez viszonyított hőtöbblete, ugyanakkor a ΔT_{UHI_WRF} maximumai és azok lokációi nem bizonyulnak egységesnek a keresztmetszet mentén (5.20. ábra). A nappali időszakhoz hasonlóan továbbra is a *WRF_BEP* rendelkezik a legmagasabb ΔT_{UHI_WRF} -fel (kb. 1,5 °C), ami ugyancsak a belvá-

ros területére koncentrálódik. A *WRF_NOUCM* a térbeliséget tekintve összhangban van a *WRF_BEP*-vel, viszont 1 °C-kal kisebb ΔT_{UHI_WRF} -et feltételez. Tovább mérsékel a város-vidék hőmérsékleti kontraszton a *WRF_SLUCM*, ami ráadásul a maximális ΔT_{UHI_WRF} helyét Szegedtől kissé északra teszi. Mivel városi léptékű termikus cirkuláció kialakulásához nem volt eléggé intenzív a hősziget (a maximális ΔT_{UHI_WRF} 0,3 °C a *WRF_SLUCM*-ben), ezért ez az eltolódás feltehetően az enyhe délies (szinoptikus skálájú) légmozgás következménye.



5.20. ábra A három városi parametrizációs séma felhasználásával előállított T_{n_WRF} eloszlása egy keresztmetszet mentén a téli vizsgálati időszak nappalán és éjszakáján. A keresztmetszet egy DNy-ÉK-i tengely mentén lett kirajzolva, mely a (46,16° É; 20,03° K) és (46,32° É; 20,27° K) pontok között húzódott (ld. A2. ábra)

Az átlagolt nyári nappalon (és az átlagolt éjszakán is) a T_{n_WRF} keresztmetszet mentén történő változásait a modellkísérletek hasonlóan ítélik meg (5.21. ábra). Különbség kizárólag a kiindulási érték nagyságában és a városi melegedés interpretációjában detektálható. A keresztmetszet Szegedtől délnyugatra eső vidéki részein a *WRF_BEP* eredményezi a legalacsonyabb T_{n_WRF} -et. A futtatások közötti, kb. 0,3–0,5 °C-os kezdeti differencia a település központi területéig állandósul. A *WRF_NOUCM*-nek és *WRF_SLUCM*-nek a természetes felszín felett még együttfutó görbéi Szegedet elérve széttartanak, ami az előbbi szimuláció által feltételezett intenzívebb városi hőmérséklet-módosításának a következménye. Mivel a *WRF_SLUCM*-ben a T_{n_WRF} Szeged feletti 0,3 °C-os (maximális) változékonysága a *WRF_BEP*-ben lévő 0,6 °C-nál kisebb, ezért a kezdeti termikus kontraszt a keresztmetszet ezen szakaszán kiegyenlítődik e két futtatás között. Szegedet elhagyva, a településtől északnyugatra található vidéki rácspontokban a T_{n_WRF} különbségei újra kiéleződnek, az eloszlások a délnyugati természetes részek eloszlásainak tükörképeként viselkednek.

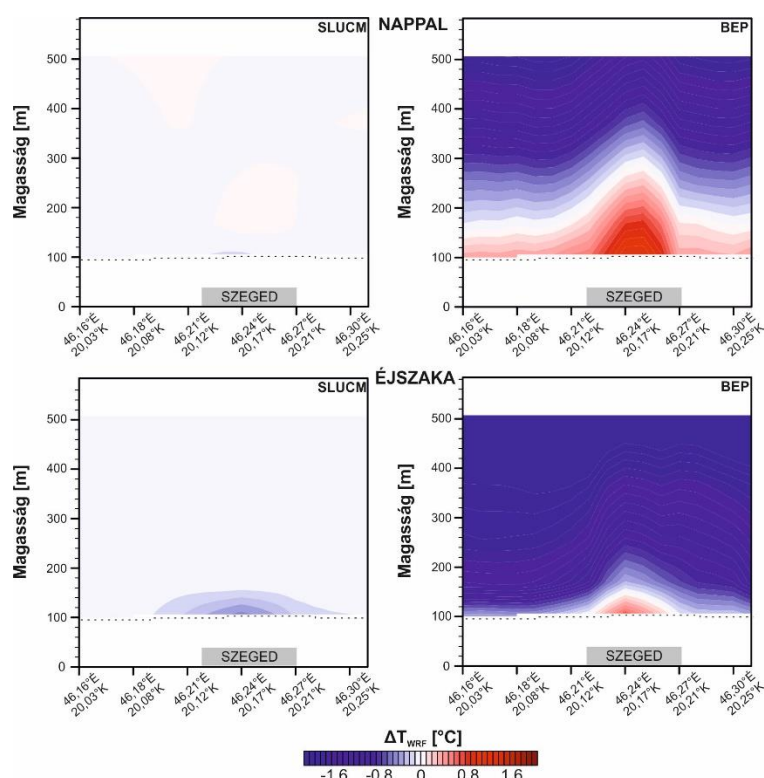


5.21. ábra A három városi parametrizációs séma felhasználásával előállított átlagos T_{n_WRF} eloszlása az előbbi keresztmetszet mentén a nyári vizsgálati időszak nappalán és éjszakáján

A júliusi napok éjszakáján az átlagolt T_{n_WRF} a *WRF_BEP*-ben hozzávetőleg 2 °C-kal (térben egyenletesen) alacsonyabb a többi futtatás értékeinél (5.21. ábra). A *WRF_SLUCM*-et

és a *WRF_NOUCM*-et ezúttal együtt kell kezelni, hiszen a köztük lévő T_{n_WRF} -különbség – a keresztmetszet bármely kiválasztott pontján – nem haladja meg 0,2 °C-ot sem. A nyári éjszakák átlagában – a T_{n_WRF} görbék vidéki minimumainak és szegedi maximumainak különbségei alapján – mindhárom szimuláció 2 °C körüli ΔT_{UHL_WRF} -et valószínűsít.

Az eltérő vertikális részletesség és az UCP-k heterogenitása miatt a modellezett (lég)hőmérséklet (T_{WRF}) vertikális eloszlása is különböző karakterisztikákkal bír az egyes modellkísérletekben. A három futtatás közül a legegyszerűbb és a közepesen összetett felszínparametrizációt tartalmazó *WRF_NOUCM* és *WRF_SLUCM* között például a város felszínének közvetlen közelében kimutatható hőmérsékleti kontraszt (ΔT_{WRF}) adódik a téli modellezési periódus nappalán (5.22. ábra). A –0,2 °C körüli átlagos ΔT_{WRF} ebben az esetben elsősorban az UCP-k (pl. μ) eltéréseire vezethető vissza. Eközben a legtöbb függőleges modellszintet alkalmazó *WRF_BEP*-nél a metszet alsó 50 (a vidéki területek felett)–150 m-ig (a város felett) terjedő részében pozitív, míg e felett negatív ΔT_{WRF} -ek vélhetően a felszíni fluxusok pontosabb függőleges reprezentációjának tulajdoníthatók. A következő fejezetből ki fog derülni (ld. 5.26. ábra), hogy a pozitív és negatív ΔT_{WRF} -fel jellemezhető szintek közötti határvonal pontosan a modellezett UBL teteje. Másképpen mondva, a *WRF_BEP* magasabb átlaghőmérsékletű határrejteget prognosztizál a többi szimulációhoz viszonyítva. A *WRF_BEP* alapján a ΔT_{WRF} 1–1,5 °C-nak tekinthető Szeged felett, és a magassággal csökkenő tendenciával rendelkezik (kb. –1 °C/100 m-es gradiens átlagosan). A csökkenés függőlegesen nem lineáris, hiszen míg a felszíntől kb. 60 m-ig csak 0,2–0,3 °C-os a változás, addig felette ez már 1,2–1,3 °C. Ez úgy is értékelhető, hogy a városi felszín befolyása az alsó 60 m-ben a legjelentősebb a termikus rétegzettségre.

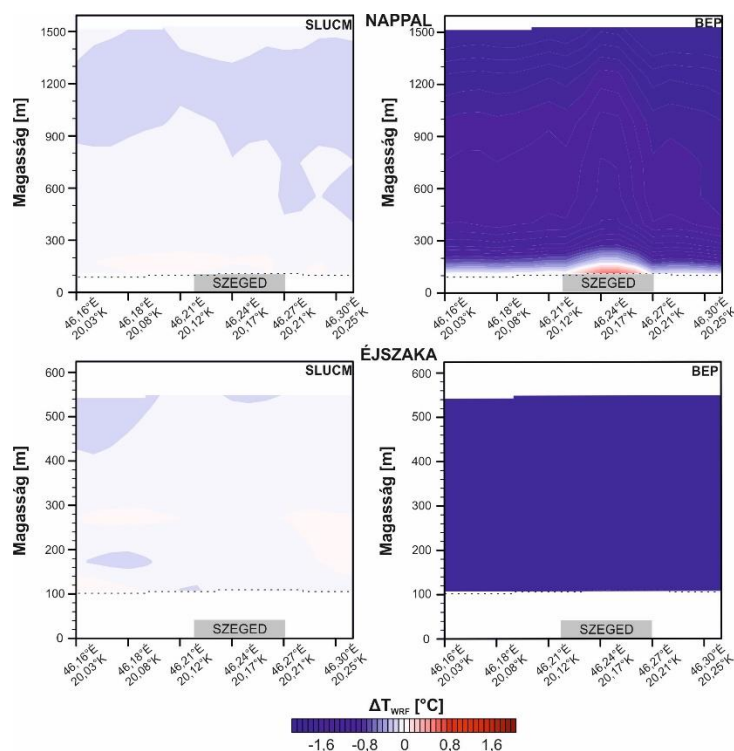


5.22. ábra Az adott modellkísérlet (a diagramok bal felső sarkában jelölve) és a *WRF_NOUCM* referenciafuttatás által definiált átlagos ΔT_{WRF} a téli időszak nappalán és éjszakáján egy keresztmetszet mentén.

Ez a keresztmetszet az előző ábráéval megegyező. A szaggatott vonalak a felszínt jelképezik

A téli éjszakán annyi különbség rajzolódik ki a nappalhoz képest, hogy a *WRF_SLUCM*-ben a negatív ΔT_{WRF} -fel jellemezhető térrész mind függőlegesen, mind vízszintesen nagyobb kiterjedésű (5.22. ábra). Emellett a negatív anomália is erősebb, a település centrumánál a $-0,5\text{ °C}$ -ot is eléri az alsó 10–20 m-ben (azaz az UCL-ben). Ebben a periódusban a *WRF_BEP*-ben a pozitív ΔT_{WRF} térrész már csak Szeged felett (kb. 50 m-es magasságig) körvonalazódik, máshol pedig a *WRF_NOUCM*-hez viszonyított T_{WRF} -deficit az 1 °C -on túl lép. A *WRF_BEP* által szimulált hőtöbblet magasságának Szeged feletti határozott maximumában az UBL klasszikus dóm (vagy kupola) alakja köszön vissza.

A *WRF_SLUCM* és a *WRF_NOUCM* átlagos keresztmetszeti T_{WRF} eloszlásai jól korrelálnak egymással a teljes nyári időszakban (5.23. ábra). Csekély mértékű eltérések ($-0,2\text{ °C}$ körüli ΔT_{WRF}) nappal a felszín felett kb. 800 m-től, éjszaka inkább csak struktúrálatlanul jelennek meg. A *WRF_BEP* és a *WRF_NOUCM* között szintén létrejövő negatív differencia már lényegesen határozottabb az előbbi összehasonlításhoz képest. Nappal habár egy kb. $0,3\text{--}0,6\text{ °C}$ -os, kupolaszerű térrész is kirajzolódik a város feletti alsó 100 m-en, a vertikális metszet egyéb részeiben azonban a ΔT_{WRF} – területileg homogén módon – $-1,5\text{ °C}$ alattinak adódik. Az éjszakai órákban is elhanyagolható térbeli változékonyságú, -2 °C alá csökkenő hideg anomália ekkor már a felszín közvetlen közelébe is kiterjed.



5.23. ábra Az adott modellkísérlet (a diagramok bal felső sarkában jelölve) és a *WRF_NOUCM* referenciafuttatás által definiált átlagos ΔT_{WRF} a nyári időszak nappalán és éjszakáján az előző keresztmetszet mentén

Az előzőekben bemutatott eredmények elsőszámú konklúziója, hogy – jelen modellezési beállítások (pl. rácsávolság, parametrizációs sémák, UCP-k) mellett – Szeged termikus környezete az *SLUCM_{WRF}* parametrizációval szimulálható a legpontosabban. Habár a *WRF_NOUCM*-ben a városi felszín közelítése az összetettebb kanyonszemlélet helyett néhány, a természetes felszíneket jellemző kulcsparaméter módosításával történik, a kapcsolódó modellbeállítások mégis reális választást jelenthetnek rövidebb, városklimatikus szempontból ideális időszakok szimulálásához. Ugyanez igaz a *WRF_BEP* futtatásra is, melyben a BEP-

séma előnyei vélhetően nem tudnak a 1,5 km-es vízszintes rácsfelbontás esetén kibontakozni, ezért a parametrizáció bekapcsolásakor érdemes a Δx -et 200–400 m-re állítani.

Salamanca et al. (2011) a WRF-ben elérhető összes városi parametrizációt felvonultatta a Houstonra elékészített futtatásaiban, melyekben a T_n -t két nyári napra modellezte. Eredményei közül ki kell emelni, hogy a modell a változót rendre alulbecsülte (kivéve az ottani *WRF_NOUCM* esetet) és a legkisebb modellezési bizonytalanság rendre a BEM és az NOUCM sémákal adódott. Az összes városi rácspontra vonatkozóan a BEP-séma jobban teljesített, mint az *SLUCM_{WRF}*, ugyanakkor a sűrűn beépített területeken az *SLUCM_{WRF}*-alapú szimulációhoz köthető alulbecslés mérséklődött. Ez összecseng a szegedi *WRF_SLUCM* LCZ 2-ben tapasztalt kedvező verifikációs statisztikáival.

Mu et al. (2019) csak tovább erősíti ezt a gondolatot, hiszen analízisében arra jutott, hogy Peking összes LCZ-je közül az LCZ 2-ben volt a legkisebb a T_n -hez kapcsolódó *MB* (1,41 °C). *Salamanca et al. (2011)* cikkének ellentmondva, a kínai tanulmányban az ottani *WRF_SLUCM* szimuláció volt a legpontosabb (*MB*=1,48 °C), amit a *WRF_BEP* (*MB*=1,50 °C), majd a BEM futtatásai (*MB*=1,82 °C) követték. A külvárosi LCZ-k (LCZ 6 és LCZ 9) hőmérsékleteinek nagyobb bizonytalansága és az LCZ 6-ban a BEP-parametrizáció sikeressége egy újabb kapcsolódási pont a pekingi és a szegedi eredmények között.

Több kutatás is kiemeli (pl. *Garuma, 2017; Masson et al., 2020*), hogy magas minőségű UCP-adatbázisok használata sokat lendíthet egy szimuláció sikerességén. *Salamanca et al. (2011)* például az alapértelmezett UCP-eket a NUDAPT-adatbázis (*Ching et al., 2009*) értékeire cserélte ki, amivel esetenként a T_{n_WRF} 20–30%-os javulását érte el. Jelen vizsgálatban az alapértelmezett UCP-eket bevonva nem készítettem futtatásokat, hiszen a módosított UCP-k jó minőségű adatok révén kerültek összeállításra, azoknak nincsenek alternatívái a mintaterületre vonatkozóan. Továbbá igaz az is, hogy az LCZ-alapú UCP-knek nem léteznek WRF-beli alapértelmezett értékei, nincs relevanciája a javulás számszerűsítésének.

Természetesen nem lehet szó nélkül elmenni a statikus paraméterek naprakészsége mellett sem. Mivel egy település felszínének az arculata dinamikusan változik, ezért az UCP-eket indokolt időszakosan felülvizsgálni. A szegedi épületadatbázis egy 2003-as felmérésből származik, így a város egyes területei (még 1,5 km-es modellfelbontás esetén is) alul- vagy felülreprezentáltak lehetnek az F_{URB} tekintetében, ami pl. a T_n verifikációjára is kedvezőtlenül hathat. Az épületadatbázis későbbi frissítése egyrészt a helyi önkormányzattal való együttműködés keretein belül valósulhatna meg. Reális alternatívaként jelentkezik Szeged területi fejlődésének becslése is, ami a gyakorlatban egy hosszabb (évtizedes) periódust átölelő műholdkép-sorozat geinformatikai feldolgozását jelenti (*Fichera et al., 2012*).

Az UCP-k között kitüntetett szerepe van a Q_F -nek, mivel ez a változó a felszíni fluxusokon túl a hőmérséklet, a nedvesség és a momentum UBL-ben történő átkeverődésére is hatást gyakorol (*Gutiérrez et al., 2015*). Következésképpen egy jól működő, a városi léptékű folyamatok szimulációjára összeállított modellben az antropogén folyamatok becslése kulcsfontosságú.

5.4. A modell érzékenysége az antropogén hőbocsátásra

A *WRF_ÉRZ3*-ban arra kerestem a választ, hogy az emberi metabolizmusból, a közlekedésből és az épületek belső tereinek hőszabályozásából adódó hőtöbblet milyen mértékben képes Szeged termikus környezetét átalakítani. Továbbá az is az érdeklődésem fókuszában volt, hogy az energiaegyenleg Q_F (esetenként igen hangsúlyos) komponensének bevezetése

hogyan változtatja a modell képességét a T_n szimulálásában. Ez utóbbi kérdés megválaszolása azért is lényeges, mert a legtöbb modellezési vizsgálatban a Q_F -et elhanyagolják, ami azonban az eredmények torzulásához vezethet. A szakirodalomra alapozott feltevés szerint ugyanis a vizsgálati terület nagy népsűrűségű részein az antropogén hőtöbblet termikus módosítása nem hagyható figyelmen kívül a szimulációk fizikai konzisztenciájának sérülése nélkül.

Az előbbieken megfogalmazott kérdések megválaszolásához elvégzett modellkísérletek verifikációs eredményeit az 5.6. táblázat tartalmazza. A téli időszak során – az ettől az alfejezettől már csak az SLUCM_{WRF} városi sémát előnybe részesítő futtatásokban – a T_{n_WRF} rendre felülbecsli a T_{n_MEGF} -et. A legkisebb eltérések a $WRF_NO_Q_F$ -ben következnek be ($MB_{NO_Q_F}=0,7$ °C), míg a legnagyobbak a $WRF_LCZ_Q_F$ -ben és a $WRF_REGR_Q_F$ -ben körvonalazódnak ($MB_{LCZ_Q_F}=MB_{REGR_Q_F}=1,2$ °C). Hasonló tendencia rajzolódik ki a többi statisztikai mérőszámnál is. Az IOA és r tartományai ($0,57 \leq IOA \leq 0,70$; $0,83 \leq r \leq 0,90$) mindegyik szimulációra elfogadható modellezési teljesítményt feltételeznek, mindazonáltal a három, a $Q_{F,max}$ -ot tartalmazó eset közül a T_{n_WRF} egyértelműen a $WRF_LUCY_Q_F$ alapján közelítette legjobban a T_{n_MEGF} -et.

A téli futtatásokat jellemző felülbecslések a nyári periódusra is fennmaradnak, igaz, az MB alacsonyabb értékei ($0,3 \leq MB \leq 0,6$) megbízhatóbb modellkimenetekre utalnak. Ezt támasztják alá az IOA értékei is, melyek ekkor már megközelítik a 0,90-et, ami igen nagy pontosságot takar. Az r értékei alapján – és összességében is – a $WRF_NO_Q_F$ és a $WRF_LUCY_Q_F$ szimulációk mutatják a legnagyobb pontosságot ($r_{NO_Q_F}=r_{LUCY_Q_F}=0,94$).

Hangsúlyoznom kell, hogy a $WRF_NO_Q_F$ kedvező teljesítménye nem feltétlenül jelenti azt, hogy a többi szimuláció kevésbé elfogadható a modell fizikai konzisztenciája szempontjából. Ez a tény inkább azt sugallja, hogy a referencia-futtatásban már meglévő felülbecslések (erről már az előző alfejezetekben értekeztem) eszkalálódtak az antropogén hőtöbblet következtében bekövetkező magasabb T_{n_WRF} -ek miatt. Ezzel együtt a modellrendszer realitása nem értékelhető csupán a statisztikai metrikák alapján. A teljes modellértékeléshez a termikus környezet Q_F generálta változások hátterét is lényeges megismerni.

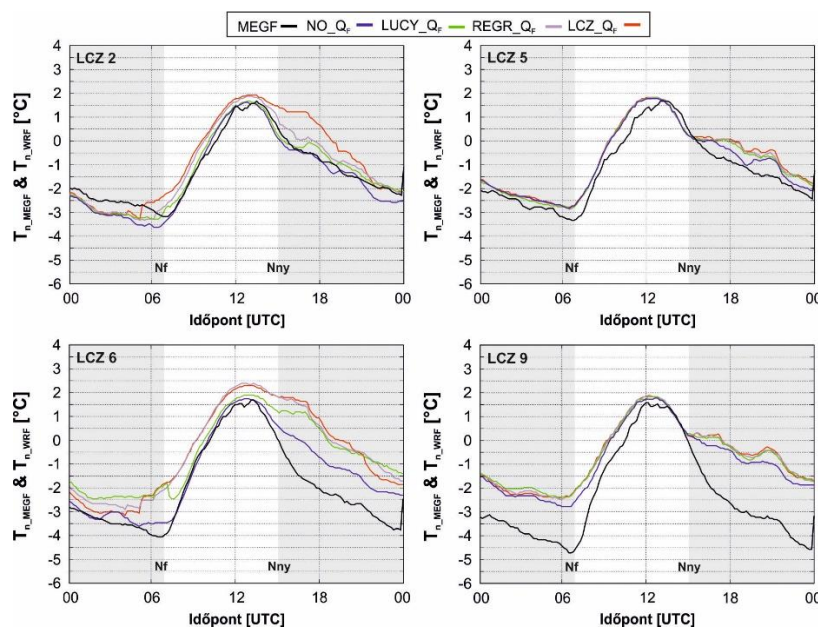
5.6. táblázat Az egyes modellkísérletek által definiált T_{n_WRF} és T_{n_MEGF} statisztikai összehasonlítása a téli és a nyári időszakban. A táblázatban összefoglalt értékek a városi rácpontokra vannak értelmezve és a megfelelő időszak egészére átlagolva

Szimuláció	Téli időszak					Nyári időszak				
	Átlag (°C)		MB (°C)	IOA	SCC	Átlag (°C)		MB (°C)	IOA	SCC
	MEGF	WRF				MEGF	WRF			
NO_Q_F	-1,8	-1,1	0,7	0,70	0,90	24,9	25,2	0,3	0,89	0,94
LCZ_Q_F	-1,8	-0,6	1,2	0,57	0,83	24,9	25,5	0,6	0,86	0,90
$LUCY_Q_F$	-1,8	-0,7	1,1	0,61	0,84	24,9	25,3	0,4	0,89	0,94
$REGR_Q_F$	-1,8	-0,6	1,2	0,58	0,86	24,9	25,5	0,6	0,86	0,91

A téli vizsgálati időszakra végzett futtatásokban a T_{n_MEGF} felülbecsülése LCZ-nként és napszakonként is eltérően jelentkezik. Igen jól látszódik, hogy a T_{n_MEGF} és a T_{n_WRF} közötti legnagyobb differenciák éjszaka következnek be (2.24. ábra). Ebben az időszakban a felülbecslés elsősorban az LCZ 6-ban és LCZ 9-ben csúcsosodik ki, ahol ennek magnitúdója 23 UTC után a 1,5–4 °C-ot is eléri. Ez az éjszakai pozitív anomália az LCZ 5-ben jellemzően 1 °C alatt marad. Az LCZ 2-ben 0 és 5 UTC között az MB előjele fordított, a T_{n_MEGF} kb. 1 °C-kal haladja meg ekkor a T_{n_WRF} -et. A nappali órákban általában 1 °C körüli vagy kevesebb ez alatti felülbecslés figyelhető meg. Egy kivétel azonban ekkor is adódik, hiszen az LCZ 5-ben kora délután (2-3 órán keresztül) gyenge (kb. 0,5 °C-os) alulbecslés is kidomborodik.

A modellezett esetek összehasonlításából leszűrhető, hogy a legalacsonyabb T_{n_WRF} -et a $WRF_NO_Q_F$ produkálja. Ez egyben azt is jelenti, hogy a Q_F bekapcsolásával a T_{n_WRF} egyes napszakokban akár 2 °C-kal is növekedhet a referencia-futtatáshoz viszonyítva. Ez a hőtöbblet (ΔT_{n_WRF}) a napfelkelte utáni órákban éri el a maximumát és éjszaka mindvégig fennmarad. A ΔT_{n_WRF} nappal mérséklődik, sőt, az LCZ 5-ben és LCZ 9-ben 8 és 16 UTC között 0 °C-ra csökken.

Amikor a T_{n_WRF} modellkísérletek közötti változékonysága 0,5 °C felett van, akkor mindig a $WRF_LCZ_Q_F$ és a $WRF_REGR_Q_F$ számol a legmagasabb T_{n_WRF} -fel. Ez alapján az feltételezhető lenne, hogy a $Q_{F,max}$ és a T_{n_WRF} egyenesen arányos egymással. Valójában ez a megállapítás időben kizárólag az éjszakákra, térben pedig csupán az LCZ 2-re és az LCZ 6-ra helytálló. Az LCZ 9-ben a T_{n_WRF} csekély változékonyságát az alacsony $Q_{F,max}$ (rendre 6,5 W m⁻² alatti) és az egyes módszerek $Q_{F,max}$ -ainak összhangja (ld. 5.5. táblázat) magyarázza. Az LCZ 5-ben, ahol az LCZ-k közül az átlagos téli $Q_{F,max}$ a második legnagyobb, a T_{n_WRF} futtatások közötti mérsékelt különbségek inkább az felszínkategória morfológiai sajátosságainak és az alkalmazott városi parametrizációnak az eredménye. A 4.2. és 5.1. táblázatokból kiolvasható, hogy az LCZ 5 viszonylag magas épületekkel ($H=15,4$ m), tágas kanyonnal ($W=5,3$ m) és közepes mesterséges felszínborítottsággal ($F_{URB}=0,58$) jellemezhető. Előbbi két tulajdonság miatt az UC térfogata és SVF-e nagy, azaz a modellben Q_H -ként megjelenő, különböző nagyságú $Q_{F,max}$ -ok az UC-n belül könnyen elkeverednek anélkül, hogy eközben a T_{n_WRF} -et jelentősen megváltoztatnák. Továbbá azt is figyelembe kell venni, hogy a modellben a végső Q_F fluxus valójában egy rácscella mesterséges (ez esetben a becsült $Q_{F,max}$) és természetes (zérus Q_F) fluxusainak az F_{URB} szerint súlyozott átlaga (ld. 3.1. egyenlet). Mivel az LCZ 5-ben az F_{URB} jóval kisebb 1-nél, ezért az 5.5. táblázatban feltüntetett $Q_{F,max}$ -okhoz képest a végső (súlyozott) Q_F csekélyebb lesz, és így mérsékeltebb szerepe van a T_{n_WRF} alakításában. Ezzel szemben, ahogy az az 5.24. ábrán is látszik, a nagyobb F_{URB} -bal rendelkező LCZ 2-ben és LCZ 6-ban (utóbbiban a kisebb $Q_{F,max}$ -ok ellenére is) az antropogén fűtés szembetűnőbb.

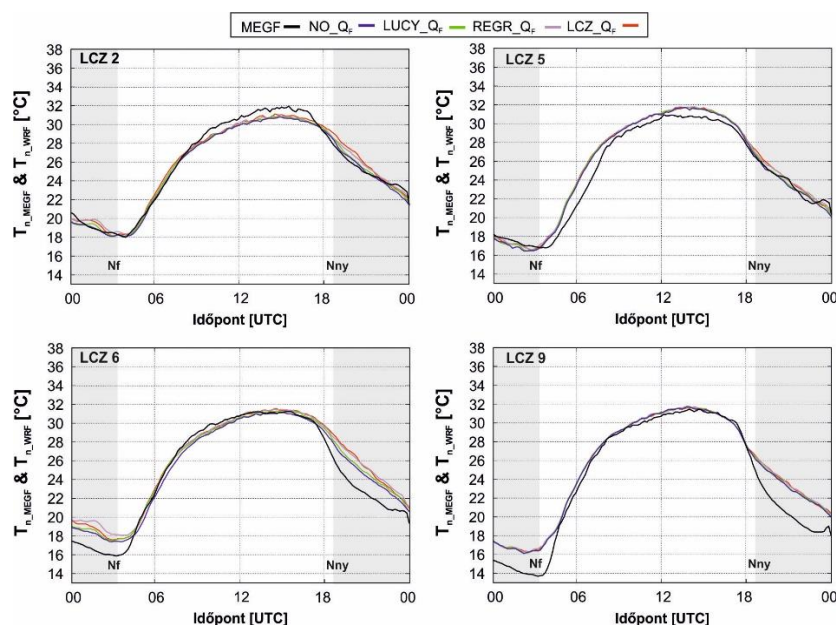


5.24. ábra Az egyes modellkísérletek által definiált T_{n_WRF} és T_{n_MEGF} LCZ-k szerint csoportosított átlagos napi menete a téli időszakban. A diagramokon lévő szürke területek a napnyugta (Nny) és napfelkelte (Nf) közötti éjszakai periódusra utalnak

A nyári időszakban a T_{n_WRF} – LCZ-től és modellkísérlettől függetlenül – pontosabban közelíti a T_{n_MEGF} -et a téli esethez képest (5.25. ábra). A nappali órákban a modellhiba általában nem haladja meg az 1 °C-ot, azonban annak előjele nem mindenhol egységes. Míg az LCZ 5-ben és LCZ 9-ben inkább a T_{n_MEGF} felülbecslése, addig az LCZ 2-ben és LCZ 6-ban annak alulbecslése a jellemző. Szeged külső területein (azaz az LCZ 6-ban és LCZ 9-ben) az éjszakai T_{n_WRF} – a téli esethez hasonlóan – túlnő a T_{n_MEGF} -en. Ez a felülbecslés döntően 2 °C körül alakul, kivéve az LCZ 9-ben, ahol 23 UTC-kor a 4 °C-ot is megközelíti. Az LCZ 2 és LCZ 6 területén ebben az időszakban is jó egyezés mutatkozik a mért és szimulált értékek között.

Az 5.24. és 5.25. ábrák alapján leszűrhető, hogy nyári napok átlagában a $Q_{F,max}$ kisebb hatást gyakorol a T_{n_WRF} -re, mint a téli napokon. Az átlagos ΔT_{n_WRF} a júliusi napokon kb. 1 °C-on, a napnyugta utáni órákban tetőzik. A téli esethez viszonyított mérsékeltebb nyári ΔT_{n_WRF} részben annak tulajdonítható, hogy a feltételezett antropogén aktivitás kevésbé jelentős a meleg periódusban. Ez persze csak a $LUCY_Q_F$ és a $REGR_Q_F$ módszerekre érvényes, az LCZ_Q_F adatbázisban nem volt lehetőség az évszakos különbségek elkülönítésére, tehát abban a nyári és a téli $Q_{F,max}$ megegyezik.

Az előbbi problémakör további boncolgatását segítheti, ha a termikus folyamatokat nem csupán a felszín közelében, hanem az UBL teljes egészére szemléljük. Feltételezhető ugyanis, hogy a nyári időszak nappalán, amikor a határréteg fejlett és a modellbe táplált $Q_{F,max}$ -ok nagysága a Q^* -éhoz képest elhanyagolhatóan kicsi, akkor az antropogén hőtöbblet elkeverődése igen hatékony lehet az UBL-ben, tehát a $Q_{F,max}$ a T_{n_WRF} -et ekkor csak kismértékben változtatja. Amennyiben az előző hipotézis igaz, akkor ez kiterjeszthető arra, hogy az LCZ_Q_F és a többi módszer $Q_{F,max}$ értékei közötti különbség nem elengedő a T_{n_WRF} eltérő mértékű módosításához. Télen és éjszakánként persze más feltételek uralkodnak, mivel a besugárzás gyengülésével az UBL összezsugorodik, a turbulencia egyre inkább lecseng, és így a $Q_{F,max}$ (mint lokális hőforrás) jelentősége egyre inkább felértékelődhet.



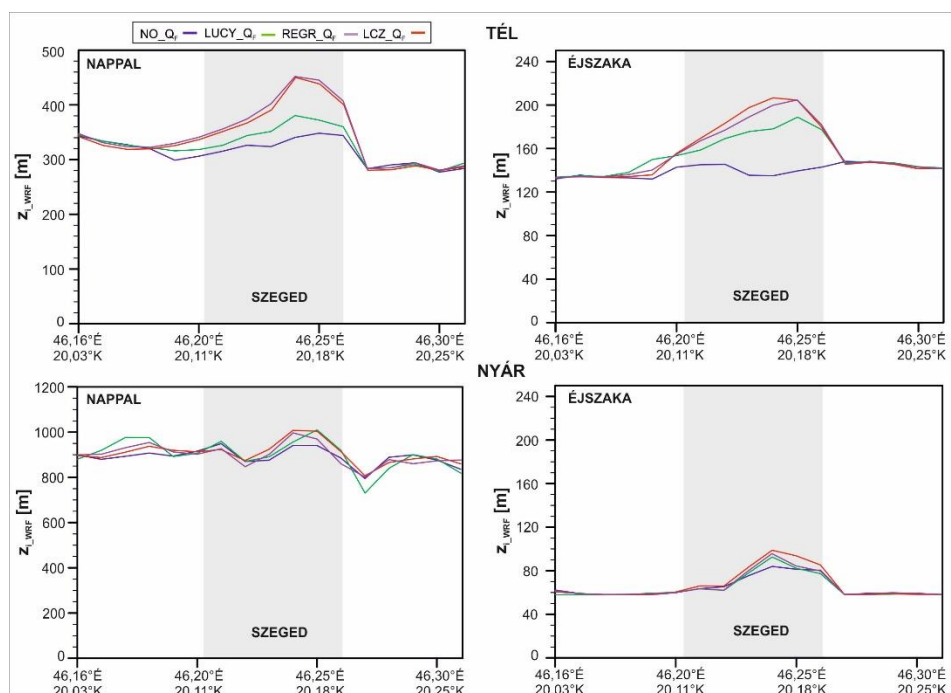
5.25. ábra Az egyes modellkísérletek által definiált T_{n_WRF} és a T_{n_MEGF} LCZ-k szerint csoportosított átlagos napi menete a nyári időszakban

Az előzőekben megfogalmazott hipotézisek tesztelésére a határréteg magasságának (z_{i_WRF}) alakulását, valamint a T_{WRF} , a TKE_{WRF} és a feláramlási sebesség (w_{WRF}) függőleges

eloszlását is megvizsgáltam egy Szegedet is átszelő keresztmetszet mentén. A modellkísérletek által szimulált értékek összehasonlítása lehetővé teszi a $Q_{F,max}$ UBL-re kifejtett termikus (és dinamikus) hatásainak mélyebb elemzését is.

A z_{i_WRF} a téli időszak nappalán 280 és 460 m között változik, a magasabb értékek rendre a város felett mutatkoznak (5.26. ábra). Megfigyelhető, hogy azokban a szimulációkban, melyekben a $Q_{F,max}$ -ot figyelembe vettem, a z_{i_WRF} több mint 100 m-rel nagyobb Szeged felett, ami relatív értelemben kb. 20–25%-os emelkedést takar a referencia-futtatáshoz képest. A határréteg legnagyobb mélyülését a $WRF_LCZ_Q_F$ szimulálta, majd ezt a $WRF_REGR_Q_F$ és a $WRF_LUCY_Q_F$ követi. A téli éjszakán a z_{i_WRF} természetesen kisebb (140–210 m), ugyanakkor az előzőekben felvázolt jellemvonások ekkor is kirajzolódnak. Ebben a napszakban a kimutatható $Q_{F,max}$ -ot tartalmazó szimulációk csak kissé térnek el egymástól, viszont a $WRF_NO_Q_F$ -hez viszonyított z_{i_WRF} -többlet a 30%-ot is eléri. A legnagyobb változások mindig a városközpont környezetében (pl. LCZ 2, LCZ 6) következnek be, a vidéki rácsponatok felett természetesen nem módosul a z_i , mivel ott a $Q_{F,max}$ -ot mindegyik szimulációban zérusnak tekintetem.

A határréteg – az intenzívebb besugárzás révén – a nyári nappalok átlagában a legfejlettebb. Ekkor a z_{i_wrf} jellemzően 750 és 1000 m között változik (5.26. ábra). Éppen a fejlettségnek köszönhetően két meghatározó eltérés is detektálható a téli nappalokhoz viszonyítva. Az első az, hogy Szeged felett a z_{i_WRF} növekedése már nem annyira kimagasló a vidéki területekhez képest, habár a maximumok továbbra is a belváros felett adódnak. Másrészt az egyes futtatások között sem alakul ki akkora differencia, hiszen ez csupán 100 m (relatív értelemben 10%) körüli. A város felett továbbra is a $WRF_NO_Q_F$ feltételezi a legalacsonyabb határréteget, a többi szimuláció között viszont nem alakul ki világos sorrend a z_{i_WRF} tekintetében. A nyári éjszakán a z_{i_WRF} átlagos értékei összességében jól követik a téli eloszlást, jól lehet, az z_{i_WRF} egyes modellkísérletek közötti változékonysága visszafogottabb, abszolút (relatív) értelemben 20 m-t (kb. 20%-ot) meg nem haladó.



5.26. ábra Az egyes modellkísérletek által definiált z_{i_WRF} (a felszín felett m-ben) a téli és nyári időszak nappalán és éjszakáján egy keresztmetszet mentén. A keresztmetszet egy DNy-ÉK-i tengely mentén lett kirajzolva, mely a (46,16° É, 20,03° K) és (46,32° É, 20,27° K) pontok között húzódik (ld. A2. ábra)

A T_{n_WRF} és a z_{i_WRF} részletezésénél felmerülő évszakos kettősség a T_{WRF} , a TKE_{WRF} és a w_{WRF} vertikális eloszlásainak ismeretében még jobban értelmezhető. Emiatt az említett változók futtatások közötti előjeles különbségeinek kiszámításával igyekeztem a $Q_{F,max}$ felszínközeli és UBL-beli jelentőségét még alaposabban érzékeltetni (5.27. és 5.28. ábra). A referenciát mindig a $WRF_NO_Q_F$ -ben lévő értékek jelentették.

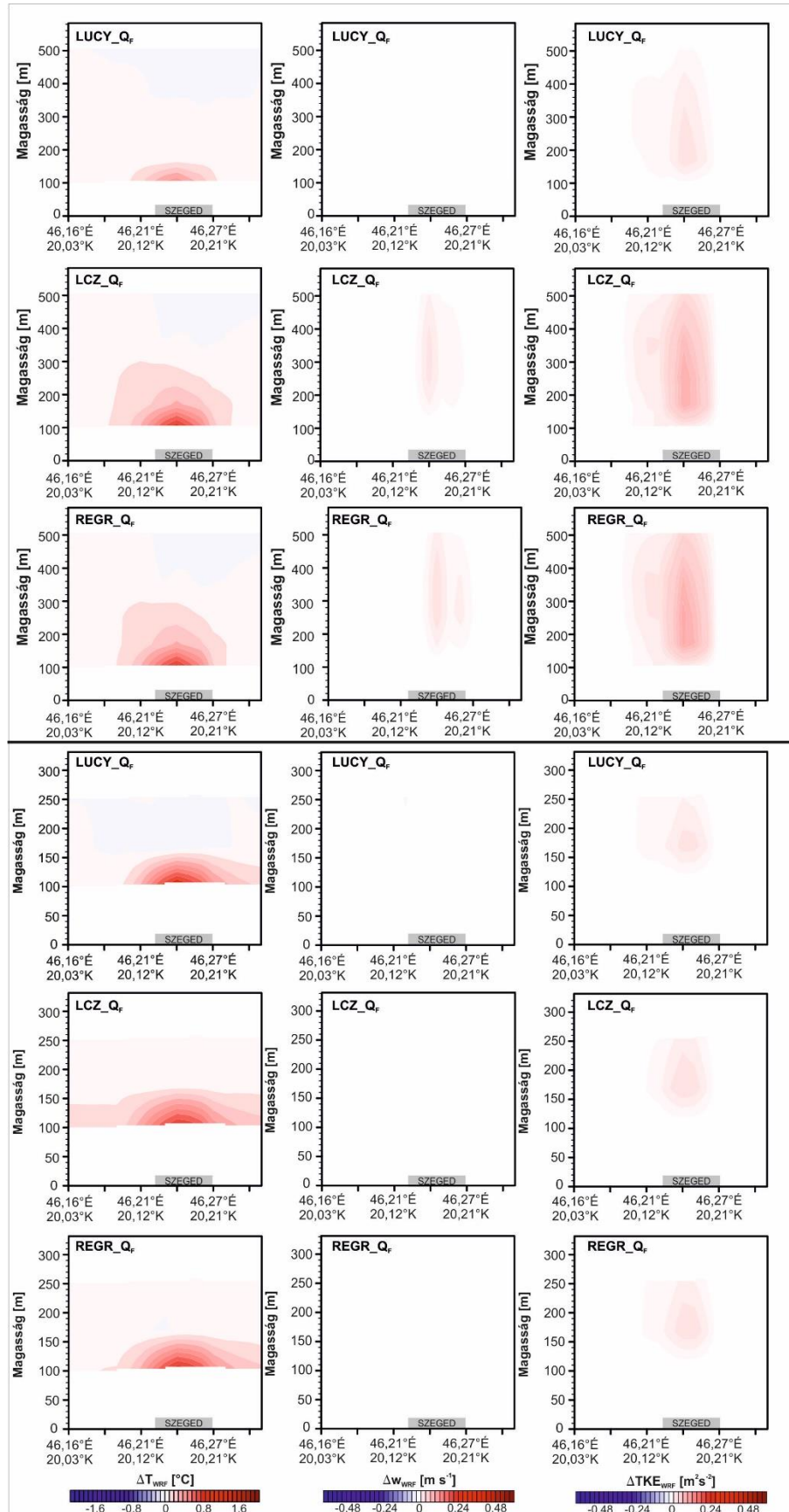
A T_{WRF} függőleges eltérései (ΔT_{WRF}) azt mutatják, hogy a téli modellezési időszakban az antropogén folyamatok nemcsak a felszín közelében, hanem az UBL-ben is képesek a termikus környezetet megváltoztatni (5.27. ábra). A $WRF_LCZ_Q_F$ -ben és a $WRF_REGR_Q_F$ -ben például ez a hőtöbblet a határréteg alsó 200 m-ében érzékelhető, erőssége a magassággal kezdetben egyenletesen, majd nemlineárisan tompul. A téli nappalon a $WRF_LUCY_Q_F$ -ben ez a pozitív anomáliájú térrész csak 60 m vastag, ami a kisebb $Q_{F,max}$ -nak tulajdonítható. Éjjel a tipikusan 0,1 és 1 °C között változó ΔT_{WRF} rendre a határréteg alsó 60 m-re korlátozódik. Ekkor a hőtöbblet futtatások közötti változékonyságának csökkenése az egyes adatbázisok $Q_{F,max}$ -ainak kiegyenlítődése miatt következik be.

A téli w_{WRF} csak a nappali órákban mutat érzékelhető változásokat (Δw_{WRF}) az antropogén hőmegjelenés hatására, és az is kizárólag a $WRF_LCZ_Q_F$ -ben és $WRF_REGR_Q_F$ -ben detektálható. A pozitív különbségek ($0,01 \leq \Delta w_{WRF} \leq 0,15 \text{ m s}^{-1}$) a futtatásokban arra utalnak, hogy a $Q_{F,max}$ bekapcsolásával a levegő feláramló mozgása nagyobb valószínűséggel fordulhat elő és annak erőssége is megnövekedhet. Jóllehet a $WRF_LUCY_Q_F$ -ben a $Q_{F,max}$ már nem elég nagy a w_{WRF} módosításához.

A ΔTKE_{WRF} téli értékei alapján egyértelműsíthető, hogy a $Q_{F,max}$ figyelembevételével a határréteg mindkét napszakban és mindhárom szimulációban turbulenssebbé válik Szeged felett. Az 5.27. ábra szerint a termikus eredetű turbulencia annál intenzívebb (nagyobb ΔTKE_{WRF}), minél nagyobb az adott modellkísérlethez kapcsolódó $Q_{F,max}$. A ΔTKE_{WRF} természetesen a többi vertikális paraméterrel is szoros összefüggésben van. A $WRF_LCZ_Q_F$ -ben és a $WRF_REGR_Q_F$ -ben, melyekben a ΔTKE_{WRF} a legnagyobb (elsősorban nappal) a futtatások közül, a határozottabb turbulencia erősödő momentum- és hőtranszportot generálhat, ami a T_{WRF} és w_{WRF} vertikális többletét segítheti elő. A $WRF_LUCY_Q_F$ -ben a korlátozottabb ΔTKE_{WRF} miatt ez a mechanizmus már nem teljesebben kiennyire látványosan. Hasonló a helyzet a decemberi éjszakákon is. Ekkor a $Q_{F,max}$ a napi minimumára csökken, a modellbeli antropogén eredetű turbulens aktivitás is alacsonyabb fokozatba kapcsol, melynek köszönhetően a ΔTKE_{WRF} jellemzően $0,10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ alatt marad.

Az egyes esetek által generált nyári ΔT_{WRF} -ek csekélyebbek a megfelelő téli értékekhez képest (5.28. ábra). A csökkenés különösen nappal szembeötlő, melynek nagysága az 1 °C-ot is meghaladja. Ebben a napszakban a hőtöbblet függőleges kiterjedése is redukálódik: a tipikus vastagság kb. 100 m-re (50 m-re) zsugorodik a $WRF_REGR_Q_F$ -ben és a $WRF_LCZ_Q_F$ -ben (a $WRF_LUCY_Q_F$ -ben). Minthogy a határréteg a nyári nappalokon jóval fejlettebb (ld. 5.26. ábra), ezért a pozitív ΔT_{WRF} által elfoglalt térrész relatív értelemben csupán 10%-a a teljes UBL-nek. Éjszaka a ΔT_{WRF} elsősorban a $WRF_REGR_Q_F$ és a $WRF_LCZ_Q_F$ alapján válik hangsúlyossá. A hőtöbblet ekkor az UCL-ben (tehát kb. az alsó 25–50 m-ben) a 0,5 °C-ot is meghaladja, majd a magassággal fokozatosan csökken. A $WRF_LUCY_Q_F$ -ben a ΔT_{WRF} mindössze 0,1–0,2 °C-os ebben a napszakban.

A nyári szimulációs időszakra is az jellemző, hogy a Δw_{WRF} -nek csak nappal vannak 0 m s^{-1} -től különböző értékei. A besugárzási periódusban a Δw_{WRF} (kb. 0,01–0,30 m s^{-1} -es) pozitív értékei mellett olyan területek is adódnak, ahol a leáramló mozgások (negatív Δw_{WRF}) válnak valószínűbbé.



5.27. ábra A adott modellkísérlet (a diagramok bal felső sarkában jelölve) és a referenciafuttatás különbségeként definiált ΔT_{WRF} , Δw_{WRF} és ΔTKE_{WRF} a téli időszak nappalán (fekete vonal felett) és éjszakáján (fekete vonal alatt) az előző ábránál felhasznált keresztmetszet mentén (ld. A2. ábra). Az y-tengelyen lévő magasság az abszolút (tengerszint feletti) magasságot jelenti

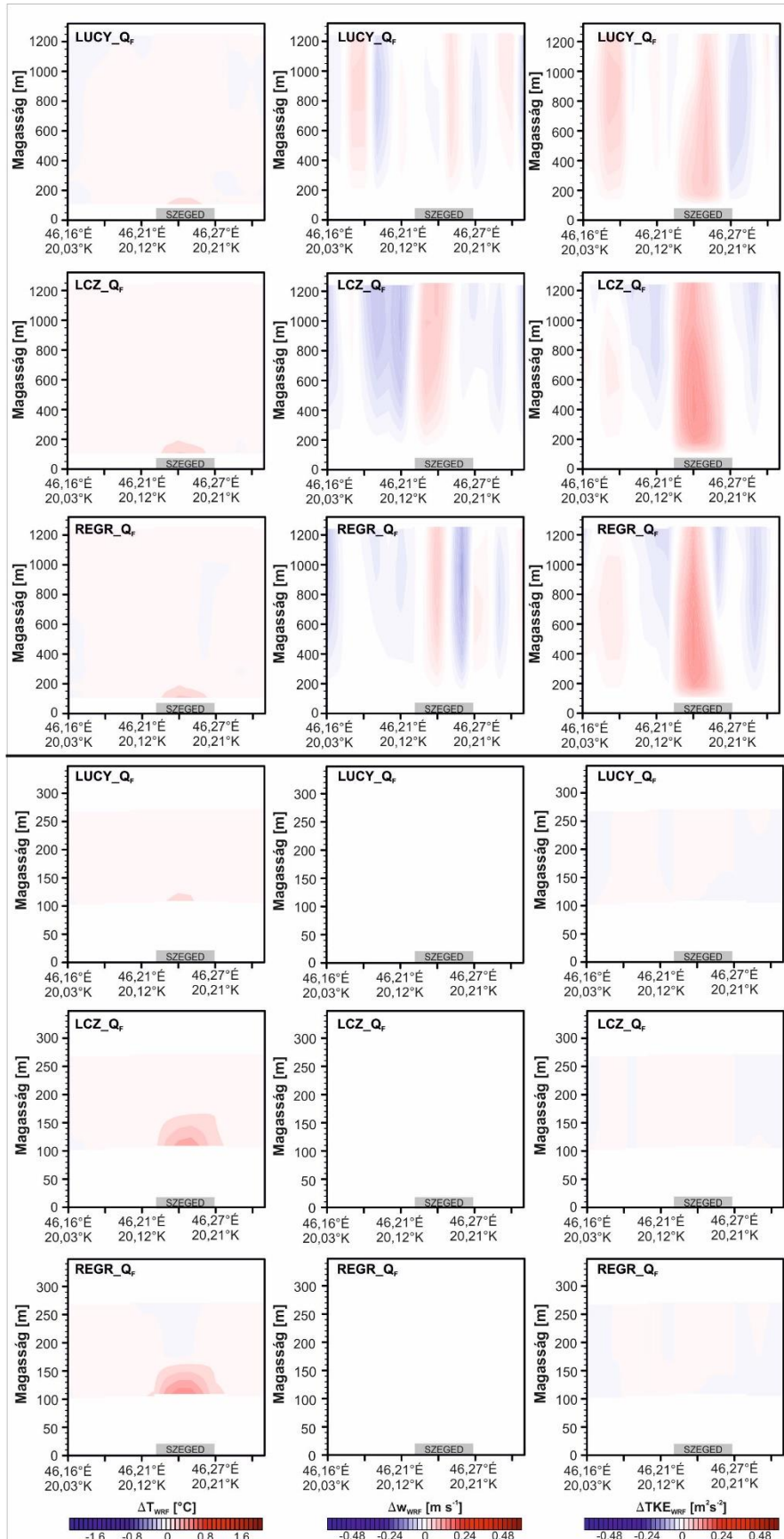
Mindez azt jelenti, hogy az antropogén folyamatok révén erősödő feláramlásokon kívül kompenzáló leáramlások is megjelennek a szimulációkban, ami persze fizikailag konzisztensen követi a tömegmegmaradás elvét. A kompenzációs mozgások területei láthatóan a Δw_{WRF} nagyságától és vízszintes kiterjedésétől függnék. A $WRF_LCZ_Q_F$ -ben például, amelyben a pozitív Δw_{WRF} jelentős térrészt foglal el, mértékadó leáramlási zónák csak a településen kívül figyelhetők meg. A többi kísérletben viszont legalább egy ilyen területet Szeged felett is feltételez a modell.

Nyáron kizárólag a nappali órákban mutatható ki a ΔTKE_{WRF} jelenléte az UBL-ben. Ebben az időszakban a határréteg teljes vertikumában megnövekedett turbulenciát $0,6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ körüli ΔTKE_{WRF} maximumok kísérik. A turbulencia ilyen mértékű fokozódása feltehetően annyira hatékony, hogy a felszín közelében létrejövő ΔT_{WRF} a szállítás során hatékonyan összekeveredik a környező levegővel, ez idő alatt a hőmennyiség egy részét átadva a szomszédos légrészeknek. A folyamat a felszín közelében is markáns lehet, ami magyarázza, hogy a többi esetnél lényegesen intenzívebb $Q_{F,max}$ -ot feltételező $WRF_LCZ_Q_F$ -ben a T_{n_WRF} miatt nem tér el számottevően a többi futtatás megfelelő értékeitől (ld. 5.25. ábra). Éjjel – a téli esethez viszonyítva és összességében is – a ΔTKE_{WRF} elhanyagolhatóan kicsi, ami ezúttal is az igen alacsony szinten lévő $Q_{F,max}$ -ból következik. Fontos azonban kiemelni, hogy már a referencia $WRF_NO_Q_F$ „alap turbulenciája” (természetesen ez éjjel sokkal kisebb, mint nappal) is kellő nagyságú a felszíni hőtöbblet magasabb szintekre való transzportjához, és így az antropogén eredetű UHI függőleges irányú kiterjesztéséhez.

Az antropogén tevékenységek termikus környezetre gyakorolt hatásáról egyelőre kevés információ áll rendelkezésre Szegedhez hasonló méretű városokra, így a fenti eredményeimet csak a jóval nagyobb településekre végzett analízisekkel tudom összevetni. E tanulmányok is megegyeznek abban, hogy az emberi metabolizmus, a közlekedés és az épületi energiafelhasználás következtében a T_{n_WRF} több fokkal is emelkedhet (Bohnenstengel et al., 2014, Feng et al., 2014). Xie et al. (2016) például azt találta, hogy a Jangce folyó deltavidékén található Jiangsu régióban a maximális hőmértéklet-többlet a fűtést igénylő időszakban $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ is lehet. Mindezt más vizsgálatok is alátámasztják, melyekben a tipikus növekmény $2 \text{ }^\circ\text{C}$ körüli. Továbbá az is kijelenthető ezen analízisek alapján, hogy a közepes földrajzi szélességeken fekvő városokban – akárcsak Szeged esetében – a Q_F befolyása a téli hónapokban a legmeghatározóbb (Allen et al., 2011).

A Szeged feletti határrétegben szimulált változások is összhangban vannak más munkák eredményeivel. Ezek szintén azt emelték ki, hogy a települések sűrűn beépített, nagy felszíni érdességű és antropogén aktivitású részei felett az UBL kimélyül, kialakul a határréteg jellegzetes dóm alakja. Ma et al. (2017) Sydneyre végzett kutatása szerint az UBL nyáron maximummalisan 7%-kal, míg télen 13%-kal növekedett a Q_F miatt. Hozzátette azt is, hogy a z_{i_WRF} a téli estéken mutathat nagyobb változékonyságot a különböző városi felszínkategóriák felett. Szeged esetében ez a téli nappalokon is megfigyelhető (ld. 5.26. ábra), hiszen ekkor egyes szimulációkban (pl. $WRF_LCZ_Q_F$) kb. 40–50 m-es z_{i_WRF} -növekedés következett be a külváros és a belváros között. Ma et al. (2017) és szegedi vizsgálatok különbségeihez a két város $Q_F/Q_{F,max}$ profiljainak, valamint az alkalmazott határréteg sémák és felszínparametrizációk eltérései is hozzájárulhattak.

Az UBL nemcsak mélyebbé, hanem turbulensebbé is vált Szegeden az extra hőmennyiség hatására a modellben. Hasonló eredményre jutott többek között Salamanca et al. (2014) is, aki a TKE_{WRF} $0,6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ -ot meghaladó növekedését detektálta Madrid felszíne felett, kb. 30 m-es magasságban.



5.28. ábra A adott modellkísérlet (a diagramok bal felső sarkában jelölve) és a referenciafuttatás különbségeként definiált ΔT_{WRF} , Δw_{WRF} és ΔTKE_{WRF} a nyári időszak nappalán (fekete vonal felett) és éjszakáján (fekete vonal alatt) az előző ábránál felhasznált keresztmetszet mentén (ld. A2. ábra). Az y-tengelyen lévő magasság az abszolút (tengerszint feletti) magasságot jelenti

Akárcsak jelen szimulációk Szegedre, az ő modelleredményei is igazolták a mérhető ΔT_{WRF} meglétét az UCL környezetében (kb. az alsó 100 m-ben), ami Madridban például elegendő volt Madridban az éjszakai UBL stabilizálódásának ellensúlyozására is.

Szeged és a nagyobb városok közötti antropogén eredetű termikus módosítás hasonlóságai ellenére csupán az jelenthető ki nagy bizonyossággal, hogy e hatás feltehetően csak bizonyos időjárási helyzetekben, főként a fűtési periódusban mérvadó. A szakirodalom arra utal (pl. *Pigeon et al., 2007*), hogy a szegedi $Q_{F,max}$ -ra adott becslések leginkább a $REGR_Q_F$ és a $LUCY_Q_F$ adatbázisok alapján lehetnek reálisak, az LCZ_Q_F $Q_{F,max}$ értékei inkább egy pesszimista felülbecslésnek tekinthetők. A $Q_{F,max}$ adatbázisokkal készített szimulációk egyik alapvető tapasztalataként az is megfogalmazható, hogy a szegedi UHI-nak a különböző antropogén folyamatok fontos közvetett forrásai lehetnek a téli időszakban, nyáron azonban inkább a közvetett mechanizmusok (pl. felszíni hőtárolás) dominálhatnak, ekkor a $Q_{F,max}$ hozzájárulása marginális.

Az antropogén tevékenységekhez kapcsolódó hőtöbblet télen egy negatív visszacsatolást generálhat a T_n és a fűtéshez kapcsolódó energiafelhasználás között (*Sailor, 2011*). További jótékony hatás lehet, hogy az UBL mélyülésével és a turbulencia intenzívebbé válásával a téli, nagy szennyezőanyag-koncentrációval járó időszakok gyakorisága és hossza csökkenhet. A $Q_{F,max}$ magnitúdójának ismerete a levegőkémiai modelleken kívül az időjárás-előrejelzésben is hasznosnak bizonyulhat, ugyanis a hőtöbblet a nyári konvekciót is triggerelheti. Az immisszió vagy a csapadékintenzitás pontos becslése – egyebek mellett – gazdasági érdekeket is szolgálhat. Előbbinek például az egészségügyi költségoptimalizálásban, utóbbinak pedig a városi villámárvízzel szembeni adaptációban lehet jelentősége.

5.5. A modell érzékenysége a bemenő meteorológiai adatokra

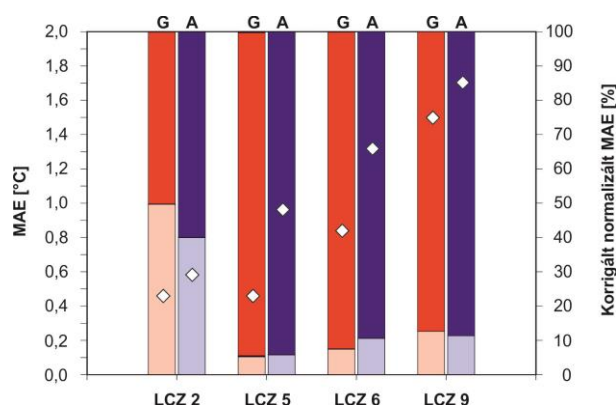
A városi felszín nagyfokú heterogenitása miatt a szimuláció előtt és alatt felhasznált meteorológiai bemenő adatok minél nagyobb részletessége kívánatos a modell számára. Mivel ennek az elvárásnak a legtöbb modellkísérletnél alkalmazott GFS modell $0,25^\circ$ -os (kb. 30 km-es) horizontális rácsfelbontású előrejelzései nem mindig tudnak eleget tenni, ezért kézenfekvőnek tartottam a szegedi városklíma állomások T_n és RH adatainak 3DVAR asszimilációját az előbbieken megfogalmazott hiátus kiküszöbölésére. Ezen alfejezetben ezért két olyan szimulációt hasonlítok össze, melyekhez a meteorológiai inputokat hagyományos (globális modellkimenetek leskálázásán alapuló) és adatasszimilált (helyi méréseket is alkalmazó) módszerrel állítottam elő. Ezt ezúttal csak a téli „ideális” időszakra tettem meg, mivel a két kiválasztott periódus közül leginkább ekkor kritikus a $T_{n,WRF}$ bizonytalansága. Minthogy az asszimiláció folyamata jóval hosszadalmasabb előkészítést igényel, mint a GFS-produktumok használata, ezért az összevetés során arra is fény derülhet, hogy ez a számítási többlet milyen mértékben térülhet meg Szeged termikus környezetének modellezése során.

Az 5.29. ábrán az asszimilációs (WRF_ASSZIM) és az alapértelmezett (WRF_GFS) futtatásokra kiszámított MAE-t és korrigált normalizált MAE-t tüntettem fel. A korrigálást annak érdekében hajtottam végre, hogy az éjszakák és a nappalok hosszából származó különbségek kiküszöbölhetők legyenek. A normalizálás, mint minden esetben, ezúttal is az adott LCZ maximális MAE értéke szerint történt.

Látható, hogy a teljes téli időszakra értelmezett MAE-k minden LCZ-ben 2°C alatt maradnak. A legkisebb (a legnagyobb) bizonytalanság mindkét szimulációt az LCZ 2-ben (az LCZ 9-ben) övezi. A modellkísérletek közül rendre a WRF_ASSZIM -hez köthető MAE-k a

nagyobbak. Míg az LCZ 2-ben és az LCZ 9-ben a megfelelő MAE -k különbségei csupán $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ körüliek, addig az LCZ 5-ben és az LCZ 6-ban az eltérések $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ felett alakulnak.

A korrigált normalizált MAE értékek azt jelzik, hogy a T_{n_WRF} és a T_{n_MEGF} közötti differenciák elsősorban a nappali órákban mérvadóak (5.29. ábra). Kivételt képez az LCZ 2, ahol a statisztikai mérőszám éjszakai és nappali megoszlása igen hasonló. Az UHI kapcsán lényeges naplemente és napfelkelte közötti periódusban az adatasszimiláció hatása a T_{n_WRF} -re több LCZ-ben is igen kedvező. Az összes LCZ és az éjszakai órák átlagában a WRF_ASSZIM -ot 2%-kal alacsonyabb korrigált normalizált MAE jellemezi a WRF_GFS -hez viszonyítva. Az LCZ 2-ben és az LCZ 9-ben például a WRF_ASSZIM mutatja a kisebb modellezési bizonytalanságot, ugyanakkor a többi városi kategóriában sem haladják meg a WRF_ASSZIM és a WRF_GFS esetek korrigált normalizált MAE értékeinek különbségei az 5%-ot.



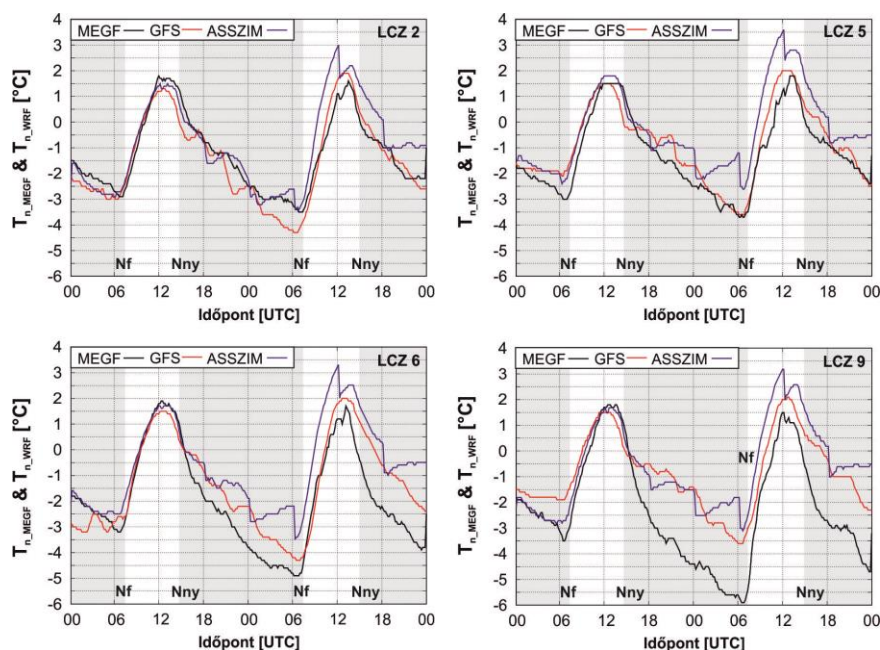
5.29. ábra A téli időszak T_{n_MEGF} és T_{n_WRF} értékeinek összehasonlítása a releváns LCZ-kben az átlagos abszolút hiba (MAE) és a korrigált normalizált MAE (definíció a szövegben) mérőszámok alapján. Előbbi mennyiséget a négyzetek, utóbbit pedig az oszlopok jelölik (éjszaka: halványkék és halványpiros, nappal: sötétkék és sötétpiros). A „G” a WRF_GFS , az „A” a WRF_ASSZIM eredményeire utal

A T_{n_WRF} -ek és a T_{n_MEGF} -ek különbségei a téli időszak két napján korántsem mutatnak egységes képet (5.30. ábra). A T_{n_WRF} és a T_{n_MEGF} görbéi minden kétséget kizáróan december 30-án vannak nagyobb összhangban egymással, ami egyben azt is sugallja, hogy a WRF_ASSZIM sem tudta a második napon a szimulációk korábban ismertett bizonytalanságait mérsékelni. Az első nap naplementéig a WRF_ASSZIM igen pontosan közelíti a T_{n_MEGF} -et. Ennek eredményeként december 30. 0 és 6 UTC között a T_{n_MEGF} alulbecslése az LCZ 5-ben és az LCZ 6-ban $1\text{--}1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ -kal csökken. A két nap közötti éjszakán a WRF_ASSZIM nagyobb pontossága az LCZ 2-ben továbbra is megfigyelhető, a többi városi felszínsztályban ugyanakkor ez a tendencia megfordulni látszik. Amíg az LCZ 9-ben csak az éjszaka második részében (kb. december 31. 1 UTC-től) válik kedvezőbbé a WRF_GFS a WRF_ASSZIM -hoz képest, addig az LCZ 5-ben és az LCZ 6-ban ez már az időlépcsők döntő többségére igaz. A december 31. napfelkeltét követően már mindegyik LCZ-ben a WRF_GFS tekinthető verifikációs szempontból az eredményesebbnek.

A WRF_ASSZIM -ot övező nagyobb nappali felülbecslés az intenzívebb modellbeli melegedésnek és a magasabb szimulált napi hőingásnak tulajdonítható. Az LCZ 9-ben például a WRF_GFS és a WRF_ASSZIM rendre $-3,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os ($2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os) és $-3,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os ($3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os) minimumhőmérsékletekkel (maximumhőmérsékletekkel) számol, ami $5,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os és $6,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os napi hőingásokat takar. Naplemente után – egészen az utolsó asszimilációs időpontig (december 31. 18 UTC) – a hűlési ütemek hasonlóan alakulnak mindkét modellkísérletben, ezt követően viszont a WRF_ASSZIM -ban az egyenletes csökkenés helyett a T_{n_WRF} stagnálása, sőt enyhe

emelkedése konstatalható, ami a már meglévő felülbecsléseket még tovább (az LCZ 9-ben pl. 4 °C körülire) fokozzák.

A T_{n_WRF} -nek ez a viselkedése már a korábbi asszimilációs időpontoknál, a görbék lépcsőzetes „ugrásainak” formájában is felfedezhető, ami meglátásom szerint az asszimiláció korrekciójának tulajdonítható. Ekkor a két időlépcső közötti nagy hőmérséklet-változást a modell kompenzálni igyekszik, és ezt a T_{n_WRF} visszafogott növelésével éri el. Ezzel azonban a T_{n_WRF} éjszakai csökkenése csak korlátozottan megy végbe – a WRF_ASSZIM becslési hibáinak fokozódásával kísérve.



5.30. ábra A WRF_GFS és a WRF_ASSZIM futtatások felhasználásával definiált 10 perces időbeli felbontású T_{n_WRF} és a T_{n_MEGF} ($n=288$) alakulása a különböző LCZ-kben a téli vizsgálati időszak során. A szürke területek a napnyugta (Nny) és a napfelkelte (Nf) közötti éjszakára utalnak

A rádiószondás felszállások (napi kétszer: 0 és 12 UTC-kor) asszimilációja miatt a WRF_ASSZIM -ban lévő T_n (és persze más modellezett változók is) nemcsak a felszín közelében, hanem a troposféra magasabb rétegeiben is különbözhetnek a WRF_GFS megfelelő értékeitől. Ennek ellenőrzésére a WRF_GFS és a WRF_ASSZIM esetek T_{WRF} profiljait vetettem össze a troposféra alsó, 1000 hPa és 700 hPa nyomási szintjei között (5.31. ábra). A profilokat három rácspontban (két vidéki és egy városi) és a vizsgált napok rádiószondás megfigyelései után egy órával (1 és 13 UTC-kor) érvényes értékekre alapozva illusztráltam. Az egyórás időbeli csúsztatásra azért volt szükség, mert az asszimiláció általában csak a mérés után néhány időlépcsővel kezdi kifejteni a hatását a szimulált változókra (ld. 5.30. ábra).

A térbeliség kapcsán az állapítható meg, hogy a T_{WRF} vertikális eloszlásának nincs lényeges területi változékonysága a három rácspont között (5.31. ábra). Ez tehát arra utal, hogy a vizsgált időpontokban a városi felszín nem módosítja számottevően az alsó troposféra termikus rétegzettséget. Emiatt a következőkben inkább a profilok időbeli karakterisztikáira fókuszálunk.

Az első nap hajnalán (december 30. 1 UTC) a T_{WRF} kezdeti felszínközeli csökkenését mind a WRF_GFS -ben, mind a WRF_ASSZIM -ban egy rövid (kb. 990 és 970 hPa között) izoterm szakasz határoz meg. A gradiensek állandóságát a magasabb szinteken ismét a T_{WRF} csökkenése dominálja. Mivel a két szimuláció a felszín közelében bekövetkező hűlést külön-

bőző módon interpretálja, ezért a futtatásokban a 1000 és 800 hPa-os nyomási szintek között 0,5–1 °C-os hőmérséklet-különbségek (ΔT_{WRF}) érvényesülnek. Magasabb szinteken a ΔT_{WRF} szűkülni kezd, a 750–720 hPa-os szakaszon már teljes egyetértésbe kerülnek a szimulációk.

A második időpont profiljain a talajközeli izotermia nem alakul ki, hiszen a *WRF_ASSZIM*-ban kb. 925 hPa-ig (kb. 800 m), a *WRF_GFS*-ben pedig egészen 870 hPa-ig (kb. 1250 m) a T_{WRF} süllyedése detektálható. E nyomási szintek felett már mindkét esetben megjelenik az izoterm réteg, mely a „hagyományos” futtatásban kb. 840 hPa-ig (kb. 1580 m), míg az asszimiláltban kb. 810 hPa-ig (kb. 1700 m) terjeszkedik. A troposzféra magasabb (még ábrázolt) rétegeiben a két görbe újra a T_{WRF} csökkenését jelzi. Ebben az időpontban – az 1000–970 hPa és a 970–825 hPa szakaszok kivételével – a ΔT_{WRF} 1 °C körül állandósul.

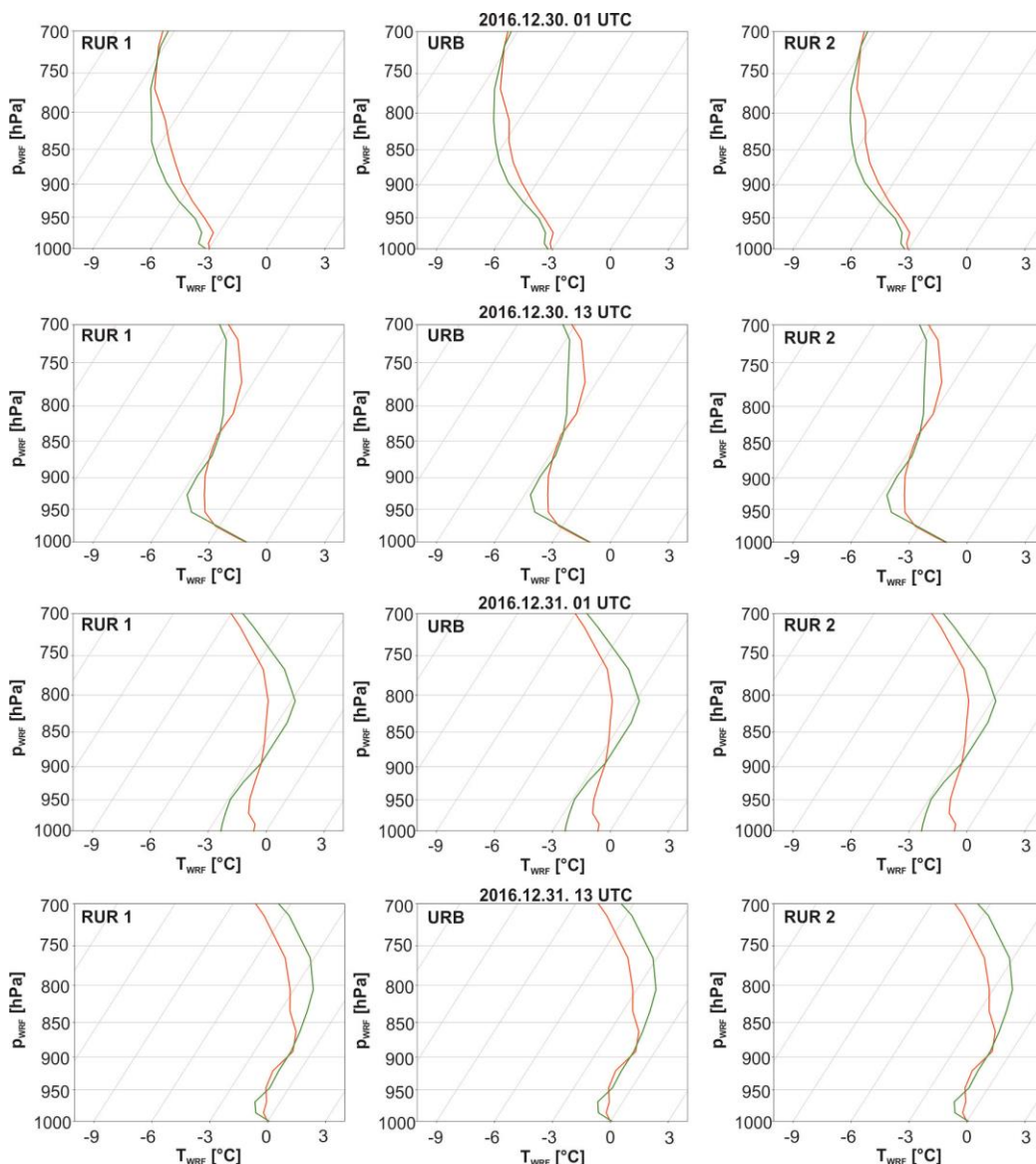
December 31-én 1 UTC-kor a *WRF_GFS*-ben a felszín és a 980 hPa-os szint (kb. 220 m) között inverzió, 900 hPa-ig (kb. 900 m) izotermia, majd e felett lassú hűlés (–0,27 °C/100 m) körvonalazódik. Ez a profil abban tér el a 24 órával korábbtól, hogy az inverziós és izoterm rétegződésű levegőtérfogat lényegesen kiterjedtebb. A *WRF_ASSZIM*-ról is elmondható az, hogy – az első időponttal ellentétben – az izotermia nem csupán a légkör 970 és 950 hPa közötti részét, hanem a teljes alsó 1,5 km-ét uralja. Az inverziós és izoterm szakaszok különböző megítélése miatt a szimulált profilok ezúttal sincsenek teljesen összhangban egymással, melynek következtében a $|\Delta T_{WRF}|$ a 700 hPa-s nivå alatt a 1,5 °C-ot is megközelíti.

Az utolsó időpontban a T_{WRF} vertikális eloszlásai annyiban különböznek az előző napi profiloktól, hogy már a felszíntől kezdődő negatív T_{WRF} gradiensek mértéke (*WRF_GFS*: 0,68 °C/100 m, *WRF_ASSZIM*: 0,70 °C/100 m) és kiterjedése (kb. 950 hPa-ig) is visszafogottabb. Az ezt követő izotermiát a *WRF_ASSZIM* egészen a 810 hPa-os nyomási szintig (kb. 1850 m), a *WRF_GFS* pedig csak kb. 880 hPa-ig valószínűsíti. 810 hPa felett a futtatások – az 1–1,5 °C-os ΔT_{WRF} ellenére – a levegő hűlésének mértékét (kb. –0,5 °C/100 m) hasonlóan ítélik meg.

Ebben az alfejezben bemutatott eredmények alapján arra lehet következtetni, hogy a helyi megfigyelések 3DVAR asszimilációja révén a T_{n_WRF} modellezési bizonytalanságának szisztematikus csökkenése nem körvonalazódik a GFS-alapú bemenő meteorológiai információkat felhasználó szimulációhoz képest. Ahogy arra az 5.29. és 5.30. ábrák is utalnak, az éjszakák során (különösen az első téli napon) a *WRF_ASSZIM* ugyan egyes LCZ-kben mérsékel a felmerülő alulbecsléseken, de a teljes időszakra és az összes LCZ átlagában a *WRF_GFS* 0,25 °C-kal kisebb MAE-val rendelkezik. Az 5.30. ábra arra is rávilágít, hogy a *WRF_ASSZIM*-ban kialakuló hibák elsősorban akkor domborodnak ki, amikor az asszimilációs időpont környékén két időlépcső hőmérséklete között nagy differencia jelentkezik, amit a módszer emiatt kompenzálni próbál. A T_{n_WRF} ezen „tüskéi” a jelenleg hatórási sűrűségű asszimilációs időpontok növelésével feltehetően simíthatóak lennének, mivel a felszíni mérések mintavételezési frekvenciája akár 10 percenkénti asszimilációt is megengedne. Figyelembe kell venni azonban, hogy e tanulmányban végrehajtott adatasszimiláció – a mérések területi korlátossága miatt – valójában csak Szeged területére valósult meg, a modellezési tartományok többi részén továbbra is a GFS előrejelzési mezői szolgáltatták a háromdimenziós meteorológiai adatokat. Minthogy e változók időbeli felbontása 6 óra, így az asszimilációs folyamat időbeli finomítására ebben a koncepcióban nincs lehetőség.

A *WRF_ASSZIM* és *WRF_GFS* esetekben a T_{WRF} függőleges eloszlásait jól detektálható különbségek jellemzik a négy kiválasztott időponban (5.31. ábra). Mindazonáltal a kapcsolódó gradiensek előjelei jórészt szinkronban vannak egymással, tehát a szimulációk az troposzféra alsó részének termikus rétegzettségét és a függőleges áramok ebből következő irányát

hasonlóan kezelik. A két futtatás közötti függőleges különbségek a nagyobb vertikális részletességet biztosító BEP parametrizációs sémával vélhetően jobban kirajzolódtak volna (ld. 5.3. fejezet), azonban a cél ezúttal is inkább az volt, hogy a *WRF_ASSZIM* a korábbi vizsgálatok alapján legjobbnak bizonyuló beállításokkal, így az *SLUCM_{WRF}*-séma bekapcsolásával készüljön el.



5.31. ábra A T_{WRF} *WRF_ASSZIM* (piros görbék) és *WRF_GFS* (zöld görbék) kísérletek felhasználásával definiált függőleges profiljai négy különböző időpontban a RUR 1 (46,196° É; 20,084° K) és RUR 2 (46,290° É; 20,225° K) vidéki, valamint az URB (46,255° É; 20,144° K) városi rácspontokban (ld. A2. ábra)

A szimulált profilok jelentéktelen területi változékonysága két okra vezethető vissza. Elsőként az említhető, hogy – az UBL nagy heterogenitása miatt – 12 óránként egy, az év túlnyomó részében vidéki jelleget (LCZ D) képviselő profil asszimilációja valószínűleg nem elégíti ki a modellezési célokat. Egy korábbi (e tanulmányban nem részletezett) vizsgálatban minden városi rácspontra pszeudo rádiószondás méréseket generáltam, amelyben már a model képes volt a vidéki és a városi T_{WRF} profilok közötti differenciákat tetten érni. Következésképpen Szeged több pontján végzendő profilozó mérések (pl. rögzített mérőballon, mérőtorony) optimális megoldást nyújtanának az egyedüli profil kibővítéséhez és a jobb vertikális

reprezentativitás eléréséhez, azonban a mérőeszközök beszerzése és fenntartása is igen költséges lenne.

A profilok kis területi varianciájának második magyarázata a Q_F -fel kapcsolatos, amit sem a WRF_GFS -ben és sem a WRF_ASSZIM -ban nem vettem figyelembe. A WRF_ASSZIM -nál ez érthető lépés volt, hiszen a felszínközeli megfigyelések a Q_F -et implicit módon tartalmazzák. Az antropogén hatások ugyanakkor a légkör magasabb szintjein már nem érzékelhetők, hiszen a rádiószondás mérések egy vidéki, antropogén befolyástól mentes helyszínen történtek. Ez utóbbi feltétel miatt láttam indokoltnak, hogy a Q_F -et mindkét futtatásban 0 W m^{-2} -nek vegyem. Ezzel viszont a városi hőmérséklet-módosítás legfontosabb téli motorja eliminálódott, ami a T_{WRF} város-vidék kontrasztjának UCL feletti elmosódását okozhatta.

A városi léptékű adatasszimiláció a szakirodalomban viszonylag ritka (pl. *Giannaros et al., 2013*), ami a megfelelő minőségű és mennyiségű felszínközeli (pl. korlátozott számú városi mérőhálózat) és magaslégköri mérések hiányára vezethető vissza. Előbbi pótlására az elmúlt években számos törekvés született, melyek közül a közösségi adatgyűjtést (crowdsourcing) emelném ki (*Muller et al., 2015, Meier et al., 2017*). Egyes okoseszközök által detektált T_n , RH és p adatok alapos minőség-ellenőrzés és rendszerezés után értékes kiegészítői lehetnek a mérőállomások produktumainak, így az adatasszimilációban való jövőbeli alkalmazhatóságuk megkérdőjelezhetetlen. A profilok előállítására több korábbi vizsgálat is távérzékeléses adatokat (pl. fényességi hőmérséklet, vízgőztartalom, ózonkoncentráció) hívott segítségül (pl. *Yang et al., 2018*). Mindazonáltal ezek változatos, többnyire durva, 10 km-es nagyságrendű horizontális felbontása az adatok városi léptékű felhasználását nehezíti.

5.6. A kidolgozott modellrendszer működésének verifikációja „nem ideális” időszakra

Az eddigiek során elvégzett szimulációk tapasztalatai alapján egy olyan modellrendszer összeállítására törekedtem, mellyel a T_{n_MEGF} szegedi eloszlása a legkisebb bizonytalansággal reprodukálható. A modellbeállítások kiválasztásánál igyekeztem a számítási igény és modellrendszer komponensei (pl. vízszintes rácsávolság, parametrizációs sémák) közötti optimumot megtalálni. Ezt – a 4.4.1. fejezetben rögzített beállításokon kívül – a felszínhasználati adatbázisnál az LCZ (mesterséges felszínekre)–CORINE- (természetes felszínekre) rendszerrel, a bemenő meteorológiai adatoknál a GFS-alapú modellproduktummal, a városi felszínparametrizációnál pedig az SLUCM_{WRF}-sémával és a Q_F figyelembevételével valósítottam meg.

Mivel alapvető elvárás, hogy egy városi léptékű előrejelzésre összeállított modellrendszer ne csupán rövid, ideális meteorológiai körülmények mellett működjön hatékonyan, ezért indokoltnak tartottam a fenti beállításokat egy hosszabb, változatos szinoptikus helyzetű periódus során tesztelni (ld. 4.4.3. fejezet). Az így kapott eredményeket részletesen verifikálása segíthet rávilágítani a modellrendszer gyengeségeire és erősségeire, utat mutatva a későbbi finomhangolási lehetőségeknek.

A „nem ideális” napok átlagában a T_{n_MEGF} az LCZ 2-ben és az LCZ 9-ben mutatja a szélsőértékeit, melyek között a különbség $0,8 \text{ °C}$ (5.7. táblázat). A további két városi LCZ-ben az időbeli átlagok nem térnek el egymástól, rendre $24,3 \text{ °C}$ -nak adódnak. Az átlagos T_{n_WRF} mindössze $0,3 \text{ °C}$ -os területi differenciával rendelkezik, ami tehát $0,5 \text{ °C}$ -kal elmarad a T_{n_MEGF} -étől. További inkonzisztencia, hogy a T_{n_WRF} -nek nem az LCZ 2-ben, hanem az LCZ 6-ban van a maximuma ($24,9 \text{ °C}$). Az átlagos szimulált értékek a többi felszínosztályban egyaránt $24,6 \text{ °C}$ -nak tekinthetők.

Az *MB* a teljes időszak $-0,1$ és $0,7$ °C között változik. E statisztikai mérőszám csekély területi változékonysága arra utal, hogy a modellezési bizonytalanság minden LCZ-ben alacsony volt a 14 nap átlagában. Ezt támasztják alá az *IOA* és az *r* átlagos értékei is, melyek LCZ-k közötti különbségei rendre $0,06$ és $0,03$. Az *IOA*-k és *r*-ek alapján a modell az LCZ 6-ban és az LCZ 9-ben (az LCZ 5-ben) teljesített a legjobban (a legkevésbé jól).

Jóllehet az eddigi verifikációs vizsgálatok kizárólag a T_n -re korlátozódtak, azonban annak érdekében, hogy minél komplexebb kép körvonalazódjon a nem ideális júliusi napokra elvégzett szimulációkról, a helyi mérőhálózat másik megfigyelt változóját, az *RH*-t is bevontam a modellellenőrzési procedúrába (5.7. táblázat). Az *RH* mért (RH_{MEGF}) és modellezett (RH_{WRF}) értékei alapján leszűrhető, hogy a 14 nap átlagában a legmagasabb (legalacsonyabb) *RH* az LCZ 9-ben (az LCZ 2-ben) detektálható. A köztes felszínkategóriákban ugyanakkor az *RH* megítélése éppen fordított, hiszen míg az RH_{WRF} az LCZ 5-ben, addig az RH_{MEGF} az LCZ 6-ban a nagyobb.

A $-7,8$ és $-4,8\%$ közötti *MB*-k és a $0,44$ és $0,55$ közötti átlagos *IOA*-k azt sejtetik, hogy az *RH* szimulációjának sikeressége nem minden igényt kielégítő. A T_{n_WRF} -fel analógiát mutatva, a legnagyobb modellezési bizonytalanság az LCZ 5-ben és az LCZ 6-ban (az *IOA* rendre $0,44$ és $0,49$) adódik. Hozzá kell tenni azonban, hogy ezúttal sincs olyan LCZ, amelyben az *RH* becslése kimagaslóan jó vagy rossz lenne. Továbbá lényeges kiemelni azt is, hogy a július 03. és 16. közötti periódusban az időjárás jellege többször változott, így a szimulációk eredményessége (különösen időben) ez idő alatt széles tartományban mozgott. Emiatt a T_{n_MEGF} , az RH_{MEGF} , a T_{n_WRF} és az RH_{WRF} menetei most különösen hasznos információkat árulhatnak el a kialakított modellrendszer viselkedéséről.

5.7. táblázat Az egyes modellkísérletek felhasználásával definiált T_{n_WRF}/RH_{WRF} és a T_{n_MEGF}/RH_{MEGF} statisztikai összehasonlítása a 14 napos szimulációs időszakban. A táblázatba foglalt értékek a statisztikai mérőszámainak teljes periódus vett átlagát és szélsőértékeit (zárójelben) jelentik

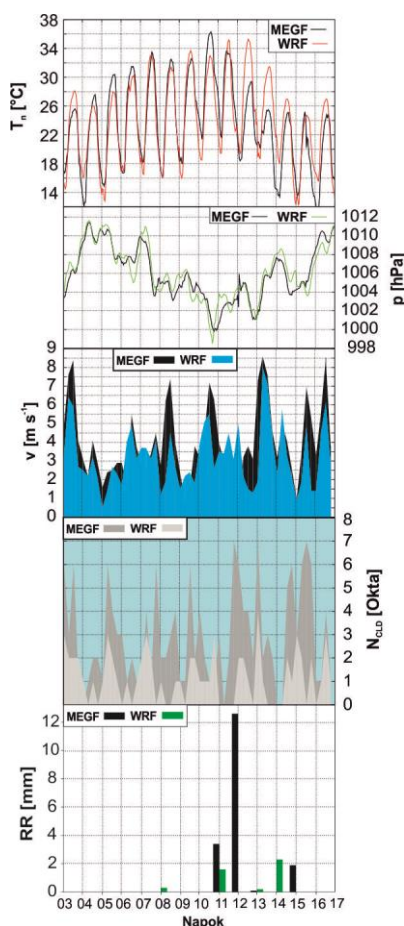
LCZ	Felszínközeli léghőmérséklet					Relatív nedvesség				
	Napi átlag (°C)		<i>MB</i> (°C)	<i>IOA</i>	<i>r</i>	Napi átlag (%)		<i>MB</i> (%)	<i>IOA</i>	<i>r</i>
	<i>MEGF</i>	<i>WRF</i>				<i>MEGF</i>	<i>WRF</i>			
LCZ 2	24,7	24,6	$-0,1$	$0,65$	$0,88$	$57,6$	$53,1$	$-4,8$	$0,55$	$0,90$
	($19,4-30,8$)	($20,3-29,1$)	($-3,4-4,3$)	($0,35-0,86$)	($0,54-0,99$)	($48,7-68,6$)	($46,7-63,2$)	($-16,4-6,0$)	($0,28-0,77$)	($0,64-0,96$)
LCZ 5	24,3	24,6	$0,3$	$0,62$	$0,88$	$59,7$	$54,3$	$-5,4$	$0,44$	$0,89$
	($19,0-30,5$)	($20,0-29,0$)	($-3,2-4,8$)	($0,27-0,86$)	($0,66-0,98$)	($50,9-69,6$)	($47,3-64,9$)	($-16,4-4,2$)	($0,31-0,64$)	($0,70-0,96$)
LCZ 6	24,3	24,9	$0,6$	$0,68$	$0,90$	$60,5$	$52,9$	$-7,6$	$0,49$	$0,91$
	($19,0-30,3$)	($20,6-29,3$)	($-2,8-4,9$)	($0,26-0,90$)	($0,54-0,99$)	($51,5-70,8$)	($47,1-62,7$)	($-19,3-3,8$)	($0,31-0,75$)	($0,66-0,97$)
LCZ 9	23,9	24,6	$0,7$	$0,67$	$0,91$	$62,7$	$54,9$	$-7,8$	$0,59$	$0,91$
	($18,7-30,3$)	($20,0-28,9$)	($-3,0-4,9$)	($0,11-0,90$)	($0,72-0,99$)	($50,8-74,2$)	($48,7-64,9$)	($-20,8-5,9$)	($0,43-0,83$)	($0,98-0,74$)

A szegedi hőmérséklet és a nedvesség görbék változásainak könnyebb megértése érdekében mindenekelőtt a kéthetes periódus időjárási háttérét részletezem az LCZ D-re vonatkozó mért és modellezett értékek alapján. A szinoptikus helyzet bemutatását és a változók összehasonlítását azért az LCZ D alapján végeztem, mert ezen a mérőponton állt legnagyobb számban és legtöbb változóról adat a rendelkezésemre.

Az első napokban (egy július 3. előtt elvonuló hidegfront után) a T_{n_MEGF} és a p_{MEGF} lassú emelkedése, a v_{MEGF} mérséklődése volt megfigyelhető (5.32. ábra). Néma változás csak

9-én következett be, amikor egy hidegfront súrolta az országot, a T_{n_MEGF} 1–2 °C-os, a p_{MEGF} 4–5 hPa-os visszaesését, valamint a szél élénkülését okozva. Július 11. és 13. között több frontrendszer is átrogott Szeged felett, melynek hatására a T_{n_MEGF} 8–10 °C-kal visszaesett, és a vastag felhőzetből (7-8 okta) összesen 16 mm-nyi csapadék hullott. A következő napokban egy köztes anticiklon hatására az időjárás megnyugodott, ami egészen 15-ig tartott, amikor egy erősen okkludálódott front okozott szélerősödést, a felhőzet növekedését és kisebb (kb. 2 mm-es) csapadékhullást. A T_{n_MEGF} ez idő alatt nem változott szignifikánsan. Az utolsó napok pedig újra egy kiépülő anticiklon dominanciája alatt teltek.

A szimulált változók a szinoptikus helyzet megfigyelt változásaihoz összességében jól idomulnak, amit a p_{MEGF} és a p_{WRF} görbéinek egyezése is alátámaszt. A T_n modellezését napal általában kis hibával jár. 12-én és 13-én viszont a modell a valóságnál gyengébb hideg advekciónal kalkulál, ami a T_{n_MEGF} 5 °C körüli felülbecslését okozza. A modell a T_{n_MEGF} minimumait általában mérsékelten (1–2 °C-kal) alulbecsli. Azokon az éjszakákon viszont, amikor a lehűlés markánsabb (pl. 4-én, 14-én, 16-án), inkább a T_{n_MEGF} felülbecslése dominál.

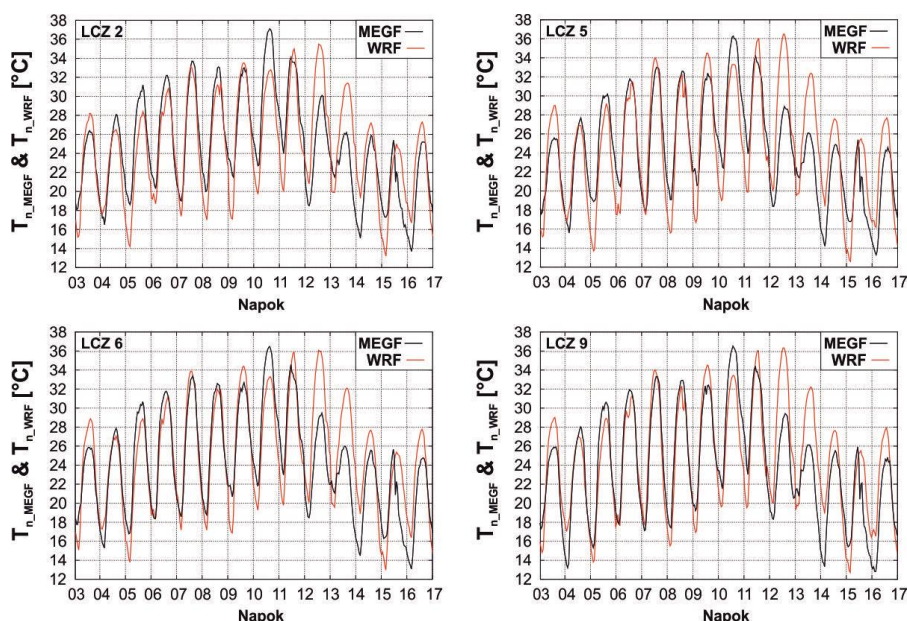


5.32. ábra A megfigyelt (MEGF) és modellezett (WRF) T_n , p , v , N_{CLD} és napi RR alakulása az LCZ D-ben a 14 napos szimulációs időszak során

A v modellezése 5 m s^{-1} alatt csak kis bizonytalansággal terhelt, e felett pedig túlnyomórészt alulbecslés körvonalazódik (5.32. ábra). Ez a negatív hiba ugyanakkor nem vehető szisztematikusnak, vélhetően a bemenő meteorológiai adatok pontatlanságából származhat. Ugyanis amíg például 9-én a v_{MEGF} és a v_{WRF} közötti differencia 3 m s^{-1} feletti ($7,3 \text{ m s}^{-1}$ -os mért órás átlagszél mellett), addig ez 13-án mindössze $0,5 \text{ m s}^{-1}$ ($8,6 \text{ m s}^{-1}$ -os mért órás átlagszél mellett).

Az N_{CLD_MEGF} alulbecslése viszont már egy szisztematikusnak tűnő karakterisztika. Minthogy az N_{CLD} felhőalap szerinti összehasonlítására nincs lehetőség a megfigyelési adatok hiányában, ezért a kapcsolódó bizonytalanság oka nehezen egyértelműsíthető. Az N_{CLD} -vel összefüggő napi RR -nél két-két esetben tapasztalható olyan, hogy a modell csapadékbecslése fals pozitív vagy fals negatív. Ezek közül a jelentősebb tévedés a 12-i volt, amikor 12 mm-nyi RR hiányzott a szimulációból. Ekkor az áthaladó (második) hidegfront előterében keletkező erős labilitás miatt a konvektív hatások is nagyobb hangsúlyt kaptak, melynek reprodukciója nehézséget okozott a modell számára. A többi esetben inkább a csapadékhullás időbeliségével adódott probléma, amit az összesített KSS 0,3-as értéke is alátámaszt.

A vizsgálati időszak 10. napjától (július 11.) az éjszakai T_{n_MEGF} -et felül- és alulbecslés egyaránt kíséri. Ezt a kettősséget a sorozatos frontátvonulások pontatlan modellbeli interpretációja okozza. Július 12. és 13. közötti éjszakán például, amikor a szimulációban a frontrendszer még nem érkezett meg Szeged közelébe, a v_{MEGF} a v_{WRF} -nél magasabb (ld. 5.32. ábra), így az erősebb átkeverődés a T_{n_MEGF} csökkenését gátolhatta a T_{n_MEGF} -hez képest (negatív MB). A következő éjszakán pedig éppen az ellenkezője (magasabb v_{WRF}) történik, ami pozitív előjelű modellhibákat generál. A T_{n_MEGF} és a T_{n_WRF} LCZ-k közötti különbségeinek diszku-tálására ezúttal azért nem helyezek nagyobb hangsúlyt, mert a kialakuló hibák előjelükben és magnitúdójukban területileg egységesek az időjárás változatos jellege miatt (5.33. ábra).

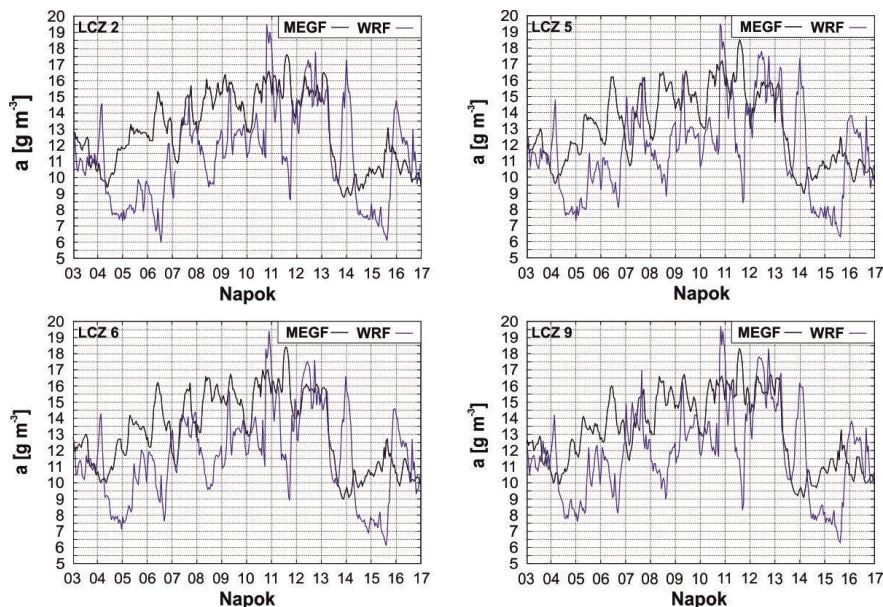


5.33. ábra Az órák időbeli átlagolású T_{n_MEGF} és T_{n_WRF} ($n=360$) alakulása a különböző városi LCZ-kben a 14 napos szimulációs időszak során

Mivel az RH a T_n -től való függése megtévesztő lehet a nedvesség napi meneteinek elemzésekor, ezért célszerűnek láttam az RH_{MEGF} és az RH_{WRF} abszolút nedvességgé (a) való átszámítását. Ez azért is szerencsés, mert így a változó mért (a_{MEGF}) és modellezett (a_{WRF}) eloszlásai a nedvesség advekcijából és lokális/mikroklímatis megváltozásából (pl. evapotranszspiráció) származó hatásokat is magukban hordozzák.

A 14 nap túlnyomó részében az a_{MEGF} meghaladja az a_{WRF} -et (5.34. ábra). A 6 és 19 g m⁻³ között változó a_{MEGF} és a_{WRF} sem rendelkezik markáns térbeli különbségekkel, ami úgy is értelmezhető, hogy a nedvesség időbeli változékonysága főként az advekcijából mintsem a vegetáció vagy vízfelületek lokális evaporációjából, evapotranszspirációjából eredeztethető.

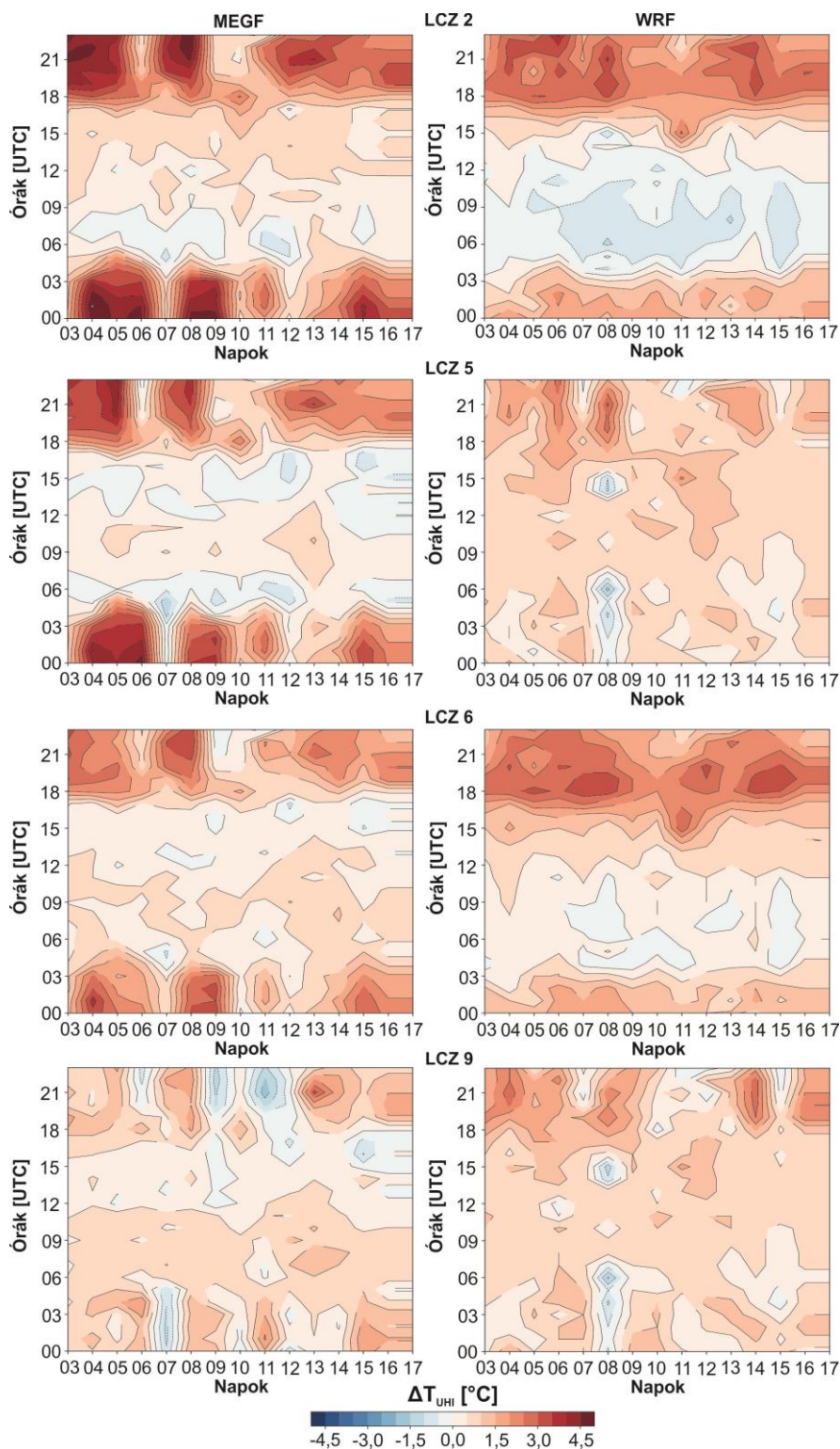
A vizsgálati időszak előtt átvonuló hidegfrontot követő napokon (3-án és 4-én) az a_{MEGF} és az a_{WRF} egyaránt csökken. A front utáni kiszáradást a modell tartósabbnak és intenzívebbnek ítéli a valóságnál, ami jórészt magyarázza a N_{CLD_WRF} alulbecslését ezekben a napokban. Július 7-től az a_{WRF} gyors növekedését követően a mért és szimulált értékpárok rövid ideig együtt haladnak, majd a 9-i súroló hidegfront előtt az a_{WRF} visszaesik, amit viszont a megfigyelések nem támasztanak alá. 9-én – a modellben megjelenő rövid csapadékhullás következtében az a_{WRF} megugrik, az a_{MEGF} -fel ismét szoros egyezést mutatva. Ugyan a 11-e és 13-a között áthaladó hidegfrontok előtt az a_{WRF} a mérések által nem támogatott, nagy (kb. 10 g m^{-3} -os) nedvességhibák feltételez, a frontális időszakban a szimulált értékek jól közelítik a megfigyeltet. A vizsgálati periódus utolsó napjait döntően anticiklonális hatások dominálják, amelyek az a_{MEGF} jól látható mérséklődését eredményezik. Ez tendencia az a_{WRF} esetében csak 14-e második délutánjától rajzolódik ki, hiszen e nap első felében a tévesen modellezett RR magas ($16\text{--}17 \text{ g m}^{-3}$ körüli) értékeket okoz. Az anticiklonális periódusok között 15-én egy, a Kárpát-medencétől északra elhaladó okklúziós fronthoz kapcsolódóan határozottabb nedvességi advekció adódott a felszín közelében, amit a modell eredményesen reprodukált.



5.34. ábra Az óras átlagolású a_{MEGF} és a_{WRF} ($n=360$) alakulása a különböző városi LCZ-kben a 14 napos szimulációs időszak során

Habár Szeged hőmérséklet-módosítása összességében alacsony volt a két hét átlagában (ld. 5.33. ábra), azonban egyes napokon e termikus kontraszt (ΔT_{UHI}) már kimutatható. A ΔT_{UHI} -t az adott városi LCZ és a vidéki LCZ D közötti T_n -különbségként értelmezem. Az 5.35. ábra szerint e lokális hősziget-intenzitásnak a legnagyobb megfigyelt értékei (ΔT_{UHI_MEGF}) átlagosan az éjszakai órákban (19:00 és 02:00 UTC között) alakulnak ki, amit feltehetően a $|Q_s|$ táplál. A minimumok pedig a kora délelőtti (06:00 UTC körül) és a délutáni (14 UTC körül) periódusban állnak be az épületek árnyékolása, valamint a $K\downarrow$ tárolása miatt. A teljes időszakban a ΔT_{UHI_MEGF} abszolút (órás felbontású) maximuma ($5,1 \text{ }^\circ\text{C}$; július 4. 01:00 UTC) az LCZ 2-ben, az abszolút minimuma ($-1,8 \text{ }^\circ\text{C}$; július 12. 21:00 UTC) az LCZ 9-ben adódik. Eközben a modellezett lokális hősziget-intenzitás (ΔT_{UHI_WRF}) legnagyobb értéke az LCZ 2-höz ($4,1 \text{ }^\circ\text{C}$, július 6. 23:00 UTC), a legkisebbje az LCZ 5-höz ($-1,7 \text{ }^\circ\text{C}$,

július 8. 06:00 UTC) köthető. Összességében a ΔT_{UHI_WRF} szélsőértékei időben jól, térben kevésbé pontosan követik a ΔT_{UHI_WRF} -et.



5.35. ábra Az órás átlagolású ΔT_{UHI_MEGF} és ΔT_{UHI_WRF} ($n=360$) alakulása a különböző városi LCZ-kben a 14 napos szimulációs időszak során

Az UHI dinamikájának megfelelően a ΔT_{UHI_MEGF} a nyugodt időjárású napok estén magasabb, míg az erős széllel, felhőzettel, esetenként csapadékkal járó frontátvonulások idején 0°C közelébe redukálódik (5.35. ábra). Kiemelve például július 11-ét és 12-ét, amikor mar-

káns frontrendszeret közelítették meg Szegedet, látható, hogy a ΔT_{UHI_MEGF} éjszaka azokban az LCZ-kben (pl. LCZ 6 és LCZ 9) csökken leginkább, amelyekben ez a magnitúdó az ideális feltételű napokon is kisebb. Ugyanez a helyzet a T_{UHI_WRF} -nél is, igaz, ebben az esetben a mérséklődés inkább az LCZ 5-ben és az LCZ 9-ben számottevőbb. Megítélésem szerint a ΔT_{UHI_MEGF} csekélyebb belvárosi mérséklődésének hátterében az intenzívebb antropogén jelenlét (pl. közlekedés, épület- és népsűrűség) lehet, ami egy gyenge hőszigetet fennmaradását teszi lehetővé a dinamikus időjárás ellenére is.

A ΔT_{UHI_MEGF} felül- és alulbecslései igen eltérőek a különböző LCZ-kben. Az LCZ 2-ben és az LCZ 5-ben elsősorban az esti órák 1–1,5 °C-os negatív modellhibái a meghatározóak. Előbbiben ezt a nappali megfigyelt értékek alulbecslése (5 és 11 UTC között), utóbbiban azok felülbecslése (12 és 16 UTC között) egészíti ki. Az LCZ 6-ban a ΔT_{UHI_MEGF} kora hajnali (0 és 3 UTC közötti) 0,5–1,5 °C-os alulbecslését, az LCZ 9-ben pedig a nem ideális napok késő esti (20 és 0 UTC között) értékeinek enyhe (1 °C körüli) felülbecslését kell kiemelni.

Az 5.36. ábra a városi LCZ-k és a vidéki LCZ D között definiált ΔT_{UHI_MEGF} és ΔT_{UHI_MEGF} átlagos napi meneteit mutatja be. A vizsgálatba bevont mérőhelyek adatai szerint Szegeden az átlagos ΔT_{UHI_MEGF} 1 °C a vizsgált periódus alatt volt. A legnagyobb ΔT_{UHI_MEGF} az LCZ 2-ben alakult ki (1,2 °C), amit az LCZ 6, az LCZ 5 és az LCZ 9 értékei követtek. A megfigyelési görbék – az egy minimumú LCZ 2-t és LCZ 9-et kivéve – két maximummal (02:30 és 20:30 UTC környékén) és két minimummal (6 és 17 UTC környékén) rendelkeztek. Az átlagos napi ΔT_{UHI_MEGF} abszolút maximuma és minimuma 2,9 °C (LCZ 2) és –0,2 °C (LCZ 5) volt. A mért termikus kontraszt legnagyobb átlagos napi szórása az LCZ 2-ben (1,1 °C), a legkisebb pedig az LCZ 9-ben (0,2 °C) adódott.

A ΔT_{UHI_WRF} – a megfigyelt értékekkel inkonzisztens módon – az LCZ 6-ban a legnagyobb (2,8 °C) és az LCZ 2-ben a legkisebb (–0,5 °C) (5.36. ábra). További eltérés, hogy a területi különbségek is sokkal csekélyebbek, átlagosan 0,3–0,4 °C körül tetőznek. A ΔT_{UHI_WRF} 1,3 és 2,8 °C között mozgó abszolút napi maximumai – az LCZ 5-től eltekintve – időben jól korrelálnak a megfigyeltekkel. A ΔT_{UHI_WRF} abszolút napi minimumait (ezek –0,6 és 0,4 °C közöttiek) szemlélve már nem ennyire kedvező a helyzet, mivel határozott minimum csak az LCZ 2-ben és az LCZ 6-ban rajzolódik ki. Ráadásul utóbbi kategóriában csupán a 6 UTC körül bekövetkező minimum fedezhető fel, a megfigyelésekben lévő késő délutáni helyett a ΔT_{UHI_WRF} intenzív növekedése körvonalazódik.

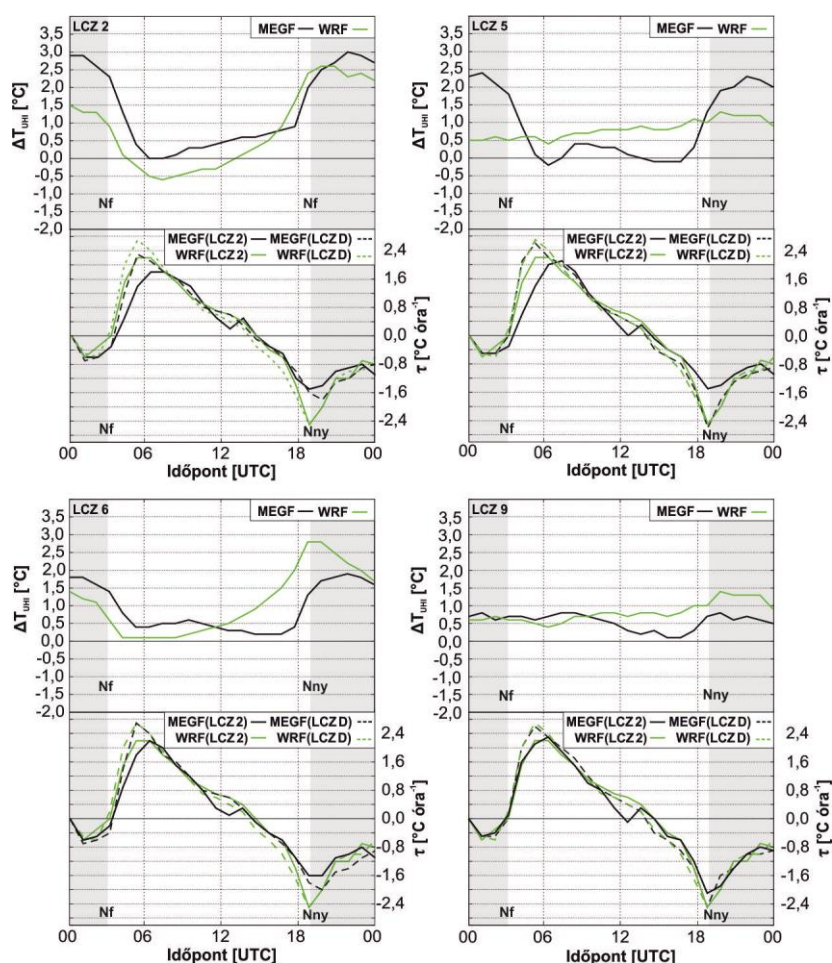
A ΔT_{UHI_MEGF} és ΔT_{UHI_WRF} napi meneteinek értelmezését a hűlési/melegedési ütemekre ($\tau = \Delta T / \Delta t$) alapozva teszem meg (5.36. ábra). Az LCZ 2-ben egészen 16:00 UTC-ig az átlagolt ΔT_{UHI_MEGF} alulbecslése rajzolódik ki, ami 00:00 és 04:30 UTC között maximális (0,8–1,6 °C). Ennek oka, hogy ekkor a megfigyelt hőmérsékleti tendenciák (τ_{MEGF}) LCZ 2 és LCZ D közötti különbsége [$(\Delta \tau_{LCZ\ 2-D})_{MEGF}$] lényegesen nagyobb, mint a modellezett változásoké [$(\Delta \tau_{LCZ\ 2-D})_{WRF}$]. A ΔT_{UHI_MEGF} 19 UTC utáni felülbecslésénél a helyzet éppen fordított, hiszen a modellhiba előjelváltását megelőző órákban a $(\Delta \tau_{LCZ\ 2-D})_{WRF}$ a jelentősebb. Minthogy a $\tau_{LCZ\ 2_MEGF} / \tau_{LCZ\ D_MEGF}$ -ek és $\tau_{LCZ\ 2_WRF} / \tau_{LCZ\ D_WRF}$ -ek is hasonló lefutásúak, ezért a ΔT_{UHI_MEGF} és a ΔT_{UHI_WRF} menetei időben harmonikusan követik egymást ebben az LCZ-ben.

Az LCZ 5-ben – az állandó $(\Delta \tau_{LCZ\ 2-D})_{WRF}$ miatt – a ΔT_{UHI_WRF} csak visszafogottan, 0,4 és 1,4 °C között változik az átlagolt nap folyamán. Ezzel szemben a ΔT_{UHI_MEGF} -nek (akárcsak a $(\Delta \tau_{LCZ\ 2-D})_{MEGF}$ -nek) határozott napi menete van, ami a ΔT_{UHI_MEGF} 1–1,5 °C-os felül- (00:00–05:00 és 18:30–00:00 UTC-k között) és alulbecslésében (05:00 és 18:30 UTC között) nyilvánul meg. A markáns felülbecslés hátterében például az áll, hogy a modell nem

tudott különbséget tenni a τ_{LCZ2_WRF} és a τ_{LCZD_WRF} között az UHI kiteljesedése szempontjából kritikus éjszakai órákban.

Az LCZ 6-ban a negatív és pozitív modellhibával terhelt időszak hossza nagyjából megegyezik: előbbi az átlagolt nap első, utóbbi annak második felében figyelhető meg. E felszínosztályban a ΔT_{UHI_MEGF} 0,5 °C-os felülbecslése a 14 és 19 UTC között fellépő nagyfokú bizonytalanság következménye. A felülbecslési időszak elején a napi melegedési szakasz ($\tau_{MEGF}/\tau_{WRF} > 0$) hűlési periódusba ($\tau_{MEGF}/\tau_{WRF} < 0$) kezd átváltani (elsőként vidéken). Ekkor a $(\Delta\tau_{LCZ\ 6-D})_{WRF} > (\Delta\tau_{LCZ\ 6-D})_{MEGF}$ miatt a modellhiba pozitívvá válik. A modell tévedését az okozza, hogy a vidéki referenciapontban a szimulált hőmérséklet-csökkenés a mértnél jelentősebb ($|\tau_{WRF}| > |\tau_{MEGF}|$), ami – definíció szerint – a ΔT_{UHI_WRF} emelkedését generálja. Naplemente (kb. 18:30 UTC) után a τ_{LCZ2_WRF} utoléri a τ_{LCZD_WRF} -t (a megfigyelések szerint ez csak másfél órával később történik meg), ezért a felülbecslés csökkenni kezd, sőt 19 UTC környékén meg is szűnik.

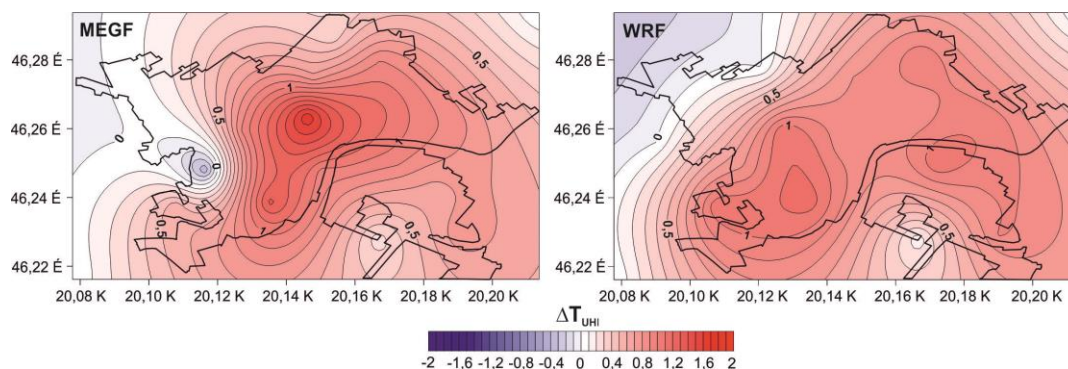
Mivel az LCZ 9-ben a T_{n_MEGF} és a T_{n_WRF} épphogy csak magasabb, mint az LCZ D-beli értékek, ezért általában csak gyengén pozitív UHI jellemezte Szeged ezen területeit. A görbék kezdeti összhangja után a ΔT_{UHI_WRF} 0,4–0,7 °C-kal nagyobb a ΔT_{UHI_MEGF} -nél, ami a két paraméter ellentétes előjelűvé válásával (kb. 10:30 UTC-től) kezdődik [$\tau_{LCZ\ 9_MEGF} < \tau_{LCZ\ 9_WRF}$ és $\tau_{LCZ\ D_MEGF} > \tau_{LCZ\ D_WRF}$]. Az átlagos ΔT_{UHI_MEGF} ilyen mértékű felülbecslése ezt követően mindvégig állandó marad.



5.36. ábra A ΔT_{UHI_MEGF} és ΔT_{UHI_WRF} , valamint a τ_{MEGF} és τ_{WRF} átlagos napi alakulása a különböző LCZ-kben a 14 napos szimulációs időszak során

Az 5.37. ábrával az átlagolt ΔT_{UHI_MEGF} és ΔT_{UHI_WRF} területi különbségeinek tárgyalására igyekszem még nagyobb hangsúlyt fektetni. Ez alapján a ΔT_{UHI_MEGF} egy Bartók téri (LCZ 2) és alsóvárosi (LCZ 6) maximummal rendelkezik a teljes időszak átlagában. Ettől az észak-déli tengelytől a külváros felé haladva az UHI fokozatosan, legnagyobb mértékben Szeged északnyugati részeinek irányába gyengül. A település nyugati határában a ΔT_{UHI_MEGF} -nek egy elszigetelt minimuma is körvonalazódik, mely a Vadaspark környékén lévő 9-1-es mérőállomáshoz köthető. Ugyan a Lelovics–Gál-módszer ennek az állomásnak a környezetét az LCZ 9-be besorolta be, azonban ez a terület már vidéki mikroklimatikus hatásoktól sem mentes, ezért gyakran fordulnak elő az LCZ D-nél alacsonyabb T_{n_MEGF} -ek is.

A Vadaspark környezetében jelentkező hideg anomáliát a modell természetesen nem tudta visszaadni, hiszen ezt a vízszintes felbontás és az LCZ 9 átlagos UCP-i sem tették lehetővé. Emellett – ahogy azt már az 5.35. és 5.36. ábráknál is említettem – a WRF-nek a belvárosra (LCZ 2-re) vonatkozóan is adódnak nehézségei, amit ott az átlagos ΔT_{UHI_MEGF} 0,6 °C-os alulbecslése is jelez. Emiatt a szimulációk ugyan kétközpontú UHI-t feltételeznek, de ezeknek egyike sem a város centrumánál van, hiszen ott az átlagos ΔT_{UHI_WRF} csak 0,8 °C. A ΔT_{UHI_WRF} „valódi” maximumai Szeged keleti felén (Petőfitelep, Újszeged) és Alsóvárosban, egymástól jól elkülönülve jelennek meg. Előbbit a mérések egyáltalán nem igazolják, utóbbi pedig a megfigyelt eloszláshoz képest kiterjedtebb a külvárosi területek irányába, ami a délnyugati városrészekben a ΔT_{UHI_MEGF} felülbecslését eredményezi. A többi külvárosi rácspontban – a város-vidék közötti termikus átmenet megfelelő szimulációja miatt – a modellezett mintázat sikeresen adja vissza a mérésekhez kapcsolódó izovonalak lefutását.



5.37. ábra A ΔT_{UHI_MEGF} és a ΔT_{UHI_WRF} alakulása a vizsgálati területen a 14 napos szimulációs időszak átlagában

A T_n -hez és az RH -hoz kapcsolódó, a 4.8. táblázatban elhelyezett statisztikai mérőszámok az Emery et al. (2001) és Miao et al. (2009) által javasolt hibaküszöbértéknek (ld. 4.4.4. fejezet) többnyire megfelelnek, így a modell teljesítménye a 2017-ből kiválasztott kéthetes nyári periódus átlagában elfogadható. A modellhiba „jóságának” megítélésénél azonban azt is figyelembe kell venni, hogy a hibastatisztikákat a modellezett időszak szinoptikája és hossza egyaránt befolyásolja, azaz a modell teljesítményére nehéz általános érvényű ítéletet megfogalmazni.

Egy település termikus karakterisztikáinak vizsgálatára irányuló, többhetes modellezési periódust lefedő tanulmányból eddig csak keveset publikáltak. Ezekből elsőként Chen et al. (2014) vizsgálatát emelném ki, aki a kínai Hangzhou városának UHI-dinamikáját szimulálta egy kéthetes hőhullám során. Habár a hangzoui és a szegedi elemzésekhez kapcsolódó időjárás jellege nem összehasonlítható, a T_{n_MEGF} -ek nappali alulbecslése mégis kapcsolódási pontot jelent. Az is az eredmények közös jellemvonásának tekinthető, hogy mindkét mérsékelt

övi városokban a T_{UHI_MEGF} és a T_{UHI_WRF} is éjszakai maximuma adódott, és a kettő közül jellemzően előbbihez kapcsolódott a magasabb érték. E karakterisztika egyébként *Bhati és Mohan (2016)* analizisében is tetten érhető volt. Az éjszakai T_n -t és a nedvességi változót ellenben pozitív modellhiba övezte *Chen et al. (2014)* szimulációjában, ami eltér ezen alfejezet tapasztalataitól. *Kim et al. (2013)* Párizsra végzett, három hetet magába foglaló modellkísérletében a T_{n_WRF} -et négy különböző határreteg sémával is szimulálta. A szerzők a T_{n_MEGF} általános alulbecslését a vertikális hőmérsékleti profil és az antropogén aktivitás pontatlan reprezentációjának tulajdonították. Szeged esetében negatív MB viszont csak az LCZ 2-t jellemezte, melynek oka inkább a C pontatlan becslésében keresendő (ld. 5.3. fejezet).

A modellezett (relatív) nedvesség értékelésénél sem volt konszenzus a szakirodomban közölt modellhibák előjelében, hiszen felül- (pl. *Miao et al., 2011*) és alulbecslések (pl. *Ramamurthy et al., 2015*) egyaránt előfordultak a felhasznált parametrizációs sémák és statikus adatok függvényében. A szerzők tapasztalata alapján a felszínközeli légrétegek nedvességtartalma elsősorban – a Q_H -n keresztül – a felszíni és városi parametrizációkra bonyult érzékenynek. Mindezek is rámutatnak arra, hogy egy adott változó becslésének minőségét elsősorban a modellbeállítások összhangja befolyásolja.

Mint ahogy azt már korábban is hangsúlyoztam, a modellrendszer működéséről átfogó kép csak hosszabb időszakok szimulációinak kiértékelése után kapható. Elsősorban ekkor tudnak azok a hiányosságok felszínre kerülni, melyek megoldásával még pontosabb modellezési mezők érhetőek el. A kéthetes periódus alatt kirajzolódó és megoldandó problémák közül elsőként a T_{n_WRF} LCZ 2-ben és az LCZ 5-ben megfigyelhető bizonytalanságát említeném. Az LCZ 5-ben a hibákat továbbra is az eredményezheti, hogy az $SLUCM_{WRF}$ -séma UC-konceptiója nem adja vissza megfelelően e felszínkategória épületeinek széttagolt jellegét. Csak a kéthetes periódus ideális napjait nézve, a T_n LCZ 2-re vonatkozó statisztikai mérőszámai a kritikus küszöbértékeken belül maradtak, a többi napon viszont a T_{n_MEGF} túlzott alulbecslése körvonalazódott. Véleményem szerint e probléma korrekciója a termodinamikai UCP-kkel és a Q_F -fel kapcsolatos adatbázisok további tesztelésével, finomhangolásával valósítható meg. A RR_{WRF} és a N_{CLD_WRF} nem elhanyagolható pontatlanságait pedig újabb mikrofizikai sémák bevonásával, végső esetben a csapadék 4DVar adatasszimilációjával lehetne mérsékelni.

6. A kialakított modellrendszer alkalmazási és adaptációs lehetőségei

Az előző öt alfejezetben bemutatott modellkísérletek tanulságai alapján körvonalazódni látszik egy olyan modellrendszer, ami alkalmas lehet Szegeden és szűkebb környezetében a T_n tér- és időbeli eloszlásának igen finom felbontású előrejelzésére. Mint a legtöbb numerikus modell, ez az optimalizált rendszer is folyamatos fejlesztést igényel, így a további gyenge pontok felismerése kulcsfontosságú feladat. Ha gyakorlati oldalról vizsgáljuk a modellrendszert, akkor az első és legfontosabb kérdés, amit meg kell válaszolni, hogy miben különbözik ez a „produktum” a többi publikus vagy fizetős meteorológiai tartalomtól? Mi az a hozzáadott érték, ami alapján a felhasználó – legyen az egy átlagos állampolgár vagy magas pozícióban lévő döntéshozó – úgy vélekedik, hogy e modellrendszer feldolgozott kimeneteit részesíti előnyben egy számára lényeges információ forrásaként? További lényeges aspektus az is, hogy mekkora az a felhasználói réteg, aki hasznosítani tudja a modell által kínált tartalmakat? Illetve az is, hogy milyen lépéseket igényel a modellrendszer más városi területekre való átültetése? A 6. fejezet hátralévő részében ezekre a problémafelvetésekre, kérdésekre igyekszem a válaszokat megtalálni.

A modellrendszer neuralgikus pontjainak kiszűrésére újabb szimulációs időszakok bevonására van szükség, amivel a verifikációs adatbázis tovább bővíthető. Az intenzív verifikációhoz kiváló alapot biztosít a helyi városklíma mérőhálózat, ami 2019-ben csapadékmérő-állomásokkal is kiegészült. Ugyan a csapadék előrejelzése egyelőre kívül helyezkedik a modellrendszer prioritásain, de a meteorológiai változók szoros kapcsolata miatt a mért és szimulált csapadékadatok jövőbeli összehasonlítása is hozzájárulhat az előrejelzések minőségének növeléséhez.

Az érzékenységi vizsgálatok arra világítottak rá, hogy a modell bizonytalansága elsősorban az UCP-khez és a bemenő meteorológiai adatokhoz köthető. A kétes UCP-k közül mindenekelőtt a tetkőre, a falakra, valamint az utakra vonatkozó C , k és ε értékeket emelném ki. E változókat egy egyszerű koncepcióval közelítettem, ami tanulóterületek kiválasztásán, terepi bejáráson és Google Earth műholdképeken alapult. Habár a módszer enyhített a releváns adatok hiányán, a szubjektivitás minimális szinten tartása – a legjobb szándék ellenére és legnagyobb precizitás mellett sem – volt megvalósítható. Mindazonáltal a tanulóterületek bővítésével a pontatlanságot még tovább lehetne mérsékelni.

Az UCP-k kapcsán meg kell említeni az antropogén tevékenységekkel kapcsolatos bizonytalanságokat is, melyeket az 5.4. fejezetben már részletesen bemutattam. A Q_F meghatározásánál a legnagyobb problémát a lakosság Szegeden belüli napi mozgásának (beleértve az ingázást) és a közlekedés ütemének becslése okozta. A meglévő adatbázis fejlesztéséhez egyrészt a forgalomszámlálási információk kiterjesztésére lenne szükséges. Ezt egyetemi hallgatók szakmai gyakorlatához kötődően, alapos elő- és felkészítés után tartom megvalósíthatónak. Jóval nehezebb feladatnak tűnik a lakossági mobilitás dinamikájának közelítése. Napjaink kutatásai ezt a dinamikát egyre inkább a közösségi média komponenseire (pl. alkalmazások bejelentkezési adatai) alapozva teszik meg (Li et al., 2015). A problémakör társadalomtudományi jellege miatt a lakossági mobilitás optimális becslése a témában jártasabb kutatókkal együttműködve valósulhatna meg.

Az inicializált és az időszakos analízis mezők – jelen célok mellett – a GFS globális előrejelzéseinek leskálázásával vagy adatasszimilációval állíthatók elő. Előbbivel azonban a modellrendszer ki van téve a globális modellproduktum inherens bizonytalanságainak. A GFS alternatívái lehetnek azon nyílt forráskódú modellek (pl. ICON, COSMO) kimenetei, melyek

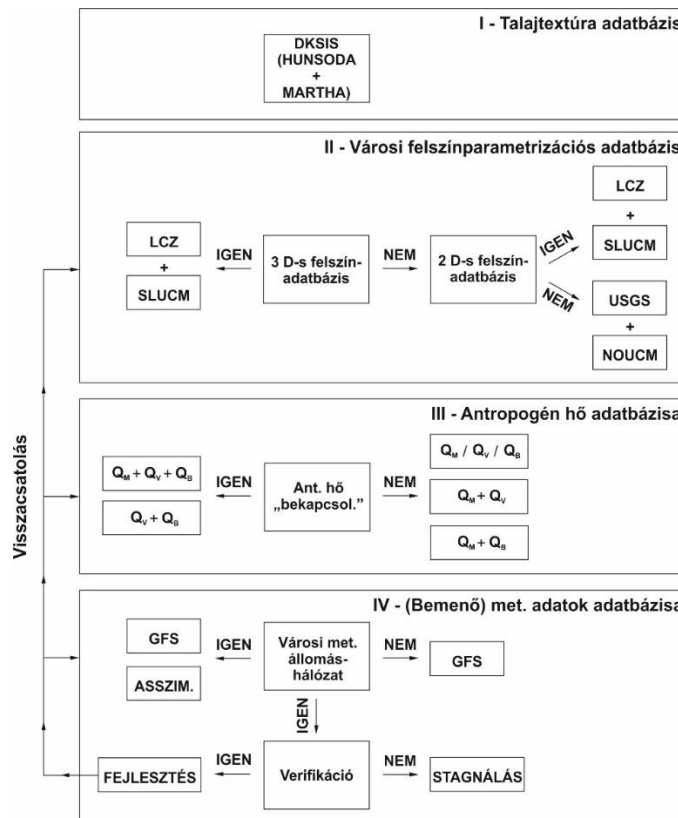
leskálázásával a bemenő meteorológiai adatok szintén elkészíthetők. E modellek optimalizálásakor ugyanakkor figyelembe kell venni, hogy ez hosszas előkészületeket igényel. Az ideális megoldást a kizárólag méréseken nyugvó adatasszimiláció jelentené, viszont a jelenlegi hardveres háttér mellett csak a 4.3.-as és 5.4.-es *alfejezetekben* ismertetett hibrid eljárás tudja a futtatási idő kordában tartását szavatolni. E hibrid módszer még eredményesebb alkalmazását a számítási kapacitás növelésén túl a megfigyelési és modellezési hibák mátrixainak (\mathbf{B} és \mathbf{M}) bővítése is elősegítené. Például a \mathbf{B} elemeinek kiszámításához a jelenlegi 30 nap helyett egy sokkal hosszabb periódus (ideális esetben többéves időszak) modellkimeneteit felhasználása lenne kívánatos. Ezt követően a \mathbf{B} -t egyenletes időközönként kellene frissíteni, és eközben az analízis mezők minőségének fejlődését monitorozni.

A Szegedre optimalizált modellrendszer más (hazai) városi területre történő adaptálása előtt fel kell mérni annak egyedi (rögzített) és átültethető (általános) vonásait. A rögzített elemek közé sorolom a 1,5 km-es horizontális felbontást, a DKIS-talajosztályozást és a kapcsolódó HUNSODA és MARTHA talajparamétereket, a természetes felszínek CORINE-klasszifikációját, valamint a legtöbb (felszíni, felszíni réteg, rövid- és hosszúhullám, mikrofizika és cumulus) parametrizációs sémát (6.1. ábra). A városi rácsponthoz ugyan az LCZ-alapú osztályozás ígérkezik az optimális választásnak, azonban részletes LCZ-adatbázis Magyarországon egyelőre csak Szegedre elérhető. Ebben hamarosan előrelépés születhet, hiszen a szegedi városklíma kutatócsoport törekvéseinek köszönhetően a klasszifikált települések száma a közeljövőben 22-re bővülhet.

Az adekvát városi séma kiválasztása már nem tűnik ennyire egyértelműnek, mivel releváns adatok hiányában a BEM-parametrizáció tesztelésére nem volt reális lehetőségem. Jóllehet a szakirodalom szerint a BEM alkalmazása csak pár 100 m-es vízszintes rács távolság esetén kifizetődő, ezért kétséges, hogy 1,5 km-es felbontás mellett mekkora hozzáadott értéket jelentene az SLUCM_{WRF}-hez képest (ld. hasonlóan SLUCM_{WRF} és BEP összehasonlítását). Mindazonáltal ha egy adott vizsgálati területen a BEM-hez kapcsolódó (komplex) UCP-k kedvező minőségben és mennyiségben állnak rendelkezésre, akkor a *WRF_ÉRZ2*-ben levont következtetéseket újra kell értékelni.

Mindhogy minden településnek saját arculata van, ezért a felszín geometriai és sugárzási karakterisztikáit leíró UCP-eket, valamint a Q_F -et egyedileg kell meghatározni (6.1. ábra). A sugárzási UCP-k becslésére szolgáló, a 4.2.3. fejezetben bemutatott eljárás bármely modellezési helyszínre tetszőlegesen adaptálható, ezzel szemben a geometriai UCP-k kalkulációja háromdimenziós épületadatbázist igényel. Ennek az adatbázisnak a saját kézzel történő létrehozása publikus adatok hiányában nem kivitelezhető, így a szükséges információkhoz hivatalos adatigényléssel, az adott település Városrendezési/Városfejlesztési Osztályával együttműködve lehet hozzájutni. A geometria UCP-khez hasonlóan a Q_F közelítése is sok változó ismeretét igényli. Az ismeretlenek számán jelentősen csökkent *Sailor et al. (2015)* regressziós módszere, amely ugyan mindössze a P és a HDD térbeli eloszlásán nyugszik, de a WRF alapértelmezett értékeihez (vagy annak teljes elhanyagolásához) képest jobb kiindulási alapot lehet alkalmazásával biztosítani.

A meteorológiai bemenő adatok felhasználásának egyedi vagy rögzített módját az dönti el, hogy létezik-e finomfelbontású megfigyelési adat az adott modellezési területen (6.1. ábra). Amennyiben a mérések elérhetősége vagy hozzáférhetősége korlátozott, akkor a városi léptékű adatasszimilációra nincs mód. Ráadásul ebben az esetben az is gondot okoz, hogy a modellellenőrzés csak kevés rácspontra tehető meg, ami az előrejelző-rendszer további fejlesztéseinek is gátat szab.



6.1. ábra A Szegedre kidolgozott modellrendszer más (hazai) városokra való kiterjesztésének lehetséges lépései

Az elmúlt évtizedekben végzett magas színvonalú kutatómunkának köszönhetően Szeged termikus sajátosságairól számos értékes tapasztalat halmozódott fel. Ezek az információk azonban inkább diagnosztikai jelleggel bírnak, belőlük a termikus környezet jövőbeli állapotára nemigen lehet következtetni. Prognosztikai célra az OMSZ vagy egyéb, meteorológiai szolgáltatásokra specializálódó vállalkozások modelleinek kimenetei is hasznosíthatóak. Ezek a modellek ugyanakkor a felbontásukat és parametrizációjukat tekintve sem városi léptékű előrejelzésre fejlesztették ki, így városklimatológiai aspektusú döntési mechanizmusok során csak korlátozottan alkalmazhatóak. A kutatásom során összeállított modellrendszer éppen e korlátok áthidalását célozta meg.

Az előrejelzett hőmérsékletnek számos, a városlakók mindennapjait megkönnyítő gyakorlati felhasználása lehet. Elsőként a nagyobb településeken élő embereket hatványozottan érintő, az éghajlatváltozás miatt egyre növekvő gyakoriságú extrém meleg periódusokat emelném ki. Ezek sikeres előrejelzése hozzájárulhat az egészségügyi kockázatok helyes felméréséhez és a kiadások minimalizálásához. Egy, a hőhullámokra specializálódott figyelmeztető rendszer nemcsak a döntéshozókat, hanem a hőterhelésnek leginkább kitett csoportok felkészülését és alkalmazkodását is elősegítheti. Az extrém hőmérsékletű időszakok termofiziológiai hatása legjobban – a T_n -en túl – az RH -t, a v -t és sugárzási paramétereket magába foglaló humánkomfort indexek alapján számszerűsíthető, ezért e változók pontosabb előrejelzésére is nagyobb hangsúlyt kell fektetni a jövőben. A kidolgozott modellrendszer nagy tér- és időbeli felbontása miatt a prognosztizált indexek városrészenként differenciált, egyedi intézkedési tervek kidolgozását tehetné lehetővé.

A T_n és a lakossági energiafelhasználás (pl. földgáz, áram) régóra ismert kapcsolatát kihasználva előbbi jövőbeli eloszlásának ismeretében utóbbi soronkövetkező változásai eredményesen megbecsülhetők. Ez különösen olyan extrém meleg vagy hideg napokon lehet in-

formatív az energiaszolgáltatók számára, amikor a megnövekedett hűtési vagy fűtési igény miatt a rendszerterhelés fokozottá válhat. Az UHI-nak köszönhetően a rendszerterhelés térben és időben elkülönülten következhet be, így az energiaszolgáltató-rendszer optimalizációját is támogathatja a T_n prognózisa.

A jelenlegi modellrendszer továbbfejlesztésével egy olyan szolgáltatást is ki lehetne alakítani, ami a csapadék halmazállapotának az előrejelzésére specializálódik. Gyakori jelenség ugyanis, hogy télen az antropogén folyamatok generálta városi hőtöbblet hatására a Szeged környékén még szilárd halmazállapotú csapadék az UBL-ben elolvad, a havazást eső váltja fel a település központi területein. Ilyen kétes időjárási helyzetben a halmazállapotok előrejelzéséből például az önkormányzati utak fenntartója (Szegedi Környezetgazdálkodási Nonprofit Kft.) tudna profitálni, hiszen így a jelentősebb forgalomnak kitett közterületek (pl. utak és járdák) síkosságmentesítése a jelenleginél tervezhetőbb és rentábilisebb lehetne.

Szeged külvárosi részein számos olyan telek van, ahol mezőgazdasággal és gyümölcsstermesztéssel foglalkoznak. Ezen gazdálkodók számára a növények fenológiai fejlődését alakító hőösszeg prognózisa vagy a fagykockázat becslése nyújthatna igen hasznos ismereteket. Ugyan e peremterületeken a ΔT_{UHI} általában csekély (1°C alatti), azonban az UHI már egy gyenge advekcio következtében is el tud tolni a külső részek felé. Ilyen periódusok alatt a városi léptékre optimalizált modellrendszer többletinformációt nyújthat a termelőknek egy hagyományos modellhez képest.

E modellrendszer 1,5 km-es felbontású T_{n_WRF} kimenete magas minőségű bemenő adatot biztosíthat városi légszennyezettség-előrejelző modellek (pl. WRF-Chem) számára is. Ismeretes, hogy a szennyező anyagok koncentrációját megalapozó reakciók sok esetben jelentősen függnak a hőmérséklettől (pl. troposzférikus ózon), következésképpen a részletes, nagyfelbontású adatok sokat javíthatnak az imisszió és így a kritikus légszennyezettségi helyzetek becslésén.

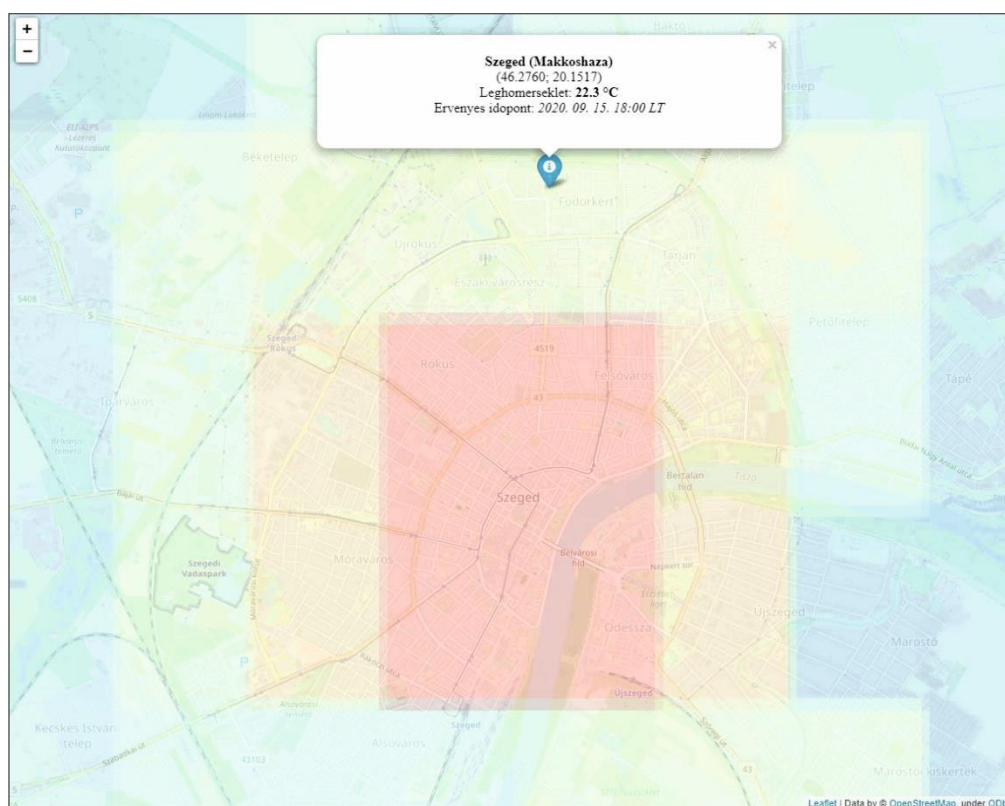
A modellkimenetek utófeldolgozása és vizualizációja rendkívül kritikus lépés a „nagyközönséggel” vagy a döntéshozókkal történő sikeres kommunikáció érdekében. A célközönségtől függetlenül törekedni kell arra, hogy az információ-átadás során helyes arány alakuljon ki a tudományos mondanivaló és a befogadhatóság között. Ezt az arányt természetesen a befogadó személyek összetétele jelöli ki. A nagyközönség esetében az adatok minél egyszerűbb interpretációjára kell törekedni, a döntéshozóknál pedig az igényelt produktum általában előre meghatározott, így az arányt az ő felkészültségéhez kell igazítani.

Véleményem szerint a vizualizáció során három szempontot kell követni: látványosság, letisztultság és információtartalom. Másképpen fogalmazva: a modellkimeneteket úgy kell megjeleníteni, hogy az elkészülő térképek, diagamok látványosságuk révén minél nagyobb réteg érdeklődését keltsék fel. Fontos azonban a célközönség által, kognitív módon feldolgozandó adatok mennyiségét a lehető legalacsonyabb szinten tartani, eközben viszont megtartani azokat a kulcsfontosságú információkat, melyek a produktumok megértéséhez nélkülözhetetlenek, azt a leghatékonyabban segítik.

Az előbbieken megfogalmazott elvek gyakorlati megvalósítására a legjobb eszköz az adatok térképes megjelenítése lehet (6.2. ábra). Ennek egy lehetséges módja, amikor a modellező az utófeldolgozott, NetCDF formátumú előrejelzési fájlokat (*wrfout_d03**) egy előre meghatározott részletességű térképes állományra (pl. OpenStreetMap) illeszti rá. Mivel a legtöbb felhasználó általában csak a szűkebb lakókörnyezéről kíván informálódni, ezért a térképek nagyíthatósága és kisebb területekre való kivágása is alapvető elvárásként fogalmazódhat meg. A területi leszűkítést olyan funkciók is elősegíthetik, mint a prognosztizált változók kattintással végrehajtható, rácspont szerinti (táblázatos) vagy manuális kereséssel történő,

városrész/utcaszint megadásán (egy előre definiált időpontra vagy időszakra) alapuló kiírása. A származtatott paraméterek (pl. humánkomfort indexek) könnyebb értelmezésének érdekében a térképes adatbázist érdemes praktikus megfogalmazott segédletekkel, egyfajta metaadatokkal kiegészíteni (6.2. ábra).

A WRF-előrejelzések kimeneteinek feldolgozása és vizualizációja szoftveresen és parancssorosán (különböző programozási nyelvekkel) egyaránt történhet. Megítélésem szerint utóbbi nagyobb szabadságot kínál, hiszen a korábban megírt programok vagy szkriptek később is tetszőlegesen felhasználhatók lesznek. Az előrejelzett adatok utófeldolgozására például a kiterjedt dokumentációjú NCL-ben (*NCAR Command Language*) vagy Pythonban megszerkesztett programok nyújthatnak flexibilis megoldást. A létrehozott raszteres adatok és a nagyítható térképek JavaScript (pl. OpenLayers, Leaflet) és Python könyvtárak (pl. Kartograph, Folium) segítségével könnyen összekapcsolhatók (6.2. ábra). A teljes folyamat automatizálása pedig legegyszerűbben egy wrapper bash szkripttel tehető meg.



6.2. ábra Az előrejelzett felszínközeli léghőmérséklet tervezett webes-térképes megjelenítése a Python programozási nyelv és a Leaflet JavaScript könyvtár bevonásával

A doktori disszertációmban kidolgozott, hamarosan remélhetőleg operatíván működő városi léptékű előrejelző-rendszer adatainak a fenti eszköztárral elkészített térképeit az SZTE Városklimatológiai Kutatócsoport honlapján tenném elérhetővé. A látogatottsági számok és a felhasználói visszajelzések ismeretében egy okostelefonos alkalmazás kialakítása is szükség-szerű lehet. A felhasználókkal való folyamatos kommunikáció már csak azért is indokolt, mivel döntően az ő általuk megfogalmazott igényekre adott válasz fogja meghatározni a pro-dukturnak megítélését.

7. Összefoglalás

Doktori disszertációmban a WRF modell Szegedre történő adaptációjával egy olyan modellrendszert állítottam össze, amely a komplex városi felszín termikus módosításának kutatására és előrejelzésére egyaránt alkalmazható. A modellrendszer optimalizálását négy, a beállítások különböző szegmenseire irányuló érzékenységi vizsgálaton keresztül végeztem el. A T_{n_WRF} verifikációjához a helyi városklíma megfigyelő hálózat nagyfelbontású méréseit használtam fel, ami az eredményeim megbízhatóságát még tovább növelheti.

A WRF szegedi adaptációjának első lépését a modell statikus felszínadatbázisainak áttekintése és módosítása határozta meg. Az alapértelmezett FAO talajtextúra adatbázis pontatlanságait felismerve, a talajtípusokat a hazai fejlesztésű DKSIS, a kapcsolódó hidraulikus változókat pedig MARTHA és HUNSODA adatokkal adtam meg. A szimulációk eredményességét döntően befolyásoló városi felszínborítottsági osztályok esetében szintén a talajadatoknál tapasztalt probléma vetődött fel, hiszen a modellbeli kategóriák területi eloszlása és változékonysága sem felelt meg a valós viszonyoknak. Emiatt az alapértelmezett felszínborítottsági adatbázis városi osztályait két különböző komplexitású eljárással is frissítettem. Az első módszer Landsat-8 műholdképek felügyelt klasszifikációján (három városi osztály), a második pedig egy már meglévő LCZ-adatbázis (tíz városi osztály) modellbe integrálásán alapult. A természetes (vidéki) felszínkategóriákat mindkét új adatbázisban az Európára kifejlesztett, nagy részletességű CORINE-adatokkal vettem figyelembe.

Ezt követően a városi felszín típusok legfontosabb alapértelmezett geometriai változóit (pl. H , R , W , F_{URB}) módosítottam egy háromdimenziós szegedi épületadatbázis révén. Egy eljárás kidolgozása után lehetőségem nyílt az utak, a tetők és a falak alapvető termodinamikai paramétereinek (pl. C , ε , k) becslésére is, ami Google Earth műholdfelvételek alapján és személyes terepbejárással valósult meg. A folyamat végén több mint 50 új UCP állt rendelkezésre.

Az alapértelmezett UCP-k felülírását a Q_F -fel folytattam, amihez kiindulásként egy raszteres népsűrűségi adatbázist konstruáltam választókerületi információk feldolgozásával. A maximális Q_F ($Q_{F,max}$) szegedi eloszlását három különböző módszertan (LUCY globális modell egyenletei, regressziós összefüggés, LCZ-konceptió Q_F középértékei) alapján becsültem meg. Ezen módszerek – többek között – a közlekedés és a lakossági energiafogyasztás dinamikájának ismeretét igényelték, amihez forgalomszámlálási adatokat, valamint órás áram- és napi gázfogyasztási profilokat hívtam segítségül. A három közelítés különbözősége miatt a kiszámított $Q_{F,max}$ -ok térben- és időben is széles tartományban, 0,6 és 38 W m⁻² között változtak. A $Q_{F,max}$ eloszlások közös jellemvonása volt ugyanakkor, hogy a legnagyobb értékek a sűrűn beépített és nagy P -jű LCZ 2-ben és LCZ 5-ben csúcsosodtak ki. Továbbá abban is egyetértés alakult ki, hogy az időbeli maximumok a téli napok csúcsgalimi időszakában (kb. 7 és 17 UTC-kor) adódtak.

Felismerve, hogy a szegedi városklíma megfigyelő hálózat mérései nemcsak a modell teljesítményének ellenőrzésére alkalmasak, hanem akár a modell bemenő adataként is funkcionálhatnak, előkészítettem a helyi megfigyeléseket a WRF 3DVar adatasszimilációs modulja számára. E folyamat a mért adatok LittleR formátumba való átalakítását takarta, amihez az alapot felszínközeli és rádiószondás megfigyelések jelentették. Ezt követően kidolgoztam egy adatasszimilációs stratégiát, amiben a modell felpörgési időtartamát és a különböző mérések beolvasásának idejét, azaz az asszimilációs szakaszokat jelöltem ki.

A disszertációban bemutatott szimulációk elindítása előtt a modellkísérletek rögzített és változó beállításait különítettem el. Előbbiekhez a modelltartományok pozícióját, a hori-

zontális ráctávolságot, az integrációs időlépcsőt, a függőleges modellszintek számát, a legtöbb parametrizációs sémát és a talajtextúra adatbázist, utóbbihoz pedig a felszínhasználati adatbázisokat, a városi parametrizációs sémákat és a kapcsolódó UCP-eket, a $Q_{F,max}$ adatbázisokat, valamint a meteorológiai bemenő adatokat soroltam. Fontos volt továbbá azokat az időszakokat is kijelölni, melyekre Szeged felszínének termikus módosítása optimálisan modellezhető. A helyi megfigyelések szisztematikus elemzése után a választás két téli (2016. december 30–31.) és két nyári (2017. július 18–19.) napra esett.

A szimulációk elsőként a modell városi felszínhasználatra való érzékenységeinek megállapítására irányultak. Az USGS, a módosított CORINE és az LCZ adatbázisok felhasználásával definiált T_{n_WRF} -ek és a T_{n_MEGF} összevetéséből kiderült, hogy a változók közötti legerősebb kapcsolat a nyári vizsgálati periódust és a legtöbb városi osztályt elkülönítő WRF_LCZ -t jellemezte. Az LCZ-k közül a legkedvezőbb modellezési teljesítmény az LCZ 2-ben és az LCZ 5-ben alakult ki, ahol – időszaktól függetlenül – az r igen magas (0,95) volt.

A hőmérsékleti idősorok összehasonlítása arra utalt, hogy a módosított CORINE LIR és HIR, valamint az USGS UBI városi kategóriáiban a téli felülbecslés és a nyári alulbecslés dominált. Az LCZ-kben a téli napok modellhibáinak előjelében és mértékében sem alakult ki konszenzus, a nyári napok átlagában viszont a bizonytalanság nagysága rendre 1 °C alatti volt. A WRF_CORINE és a WRF_LCZ szimulációkban a téli és a nyári T_{n_WRF} mindig (akár 1,5–2 °C-kal is) magasabb volt, mint a WRF_USGS -ben. A kivételt a nyári napok éjszakai jelentették, amikor a különbség (ΔT_{n_WRF}) negatív értéket vett fel. A ΔT_{n_WRF} -nek minden esetben és napszakban jól kivehető mintázata volt, amire a városi osztályok területi eloszlásainak és a kapcsolódó UCP-knek (pl. F_{URB} , H/W , SVF) eltérései adtak magyarázatot.

A következő érzékenységi vizsgálat az optimális városi felszínparametrizáció kijelölését célozta meg, már csak az LCZ-osztályokra vizsgálódva. A $WRF_ÉRZ2$ modellkísérleteire is érvényes volt, hogy a nyári napok szimulációi bizonyultak eredményesebbnek. Télen a három modellkísérlet közül az LCZ 2-ben és az LCZ 5-ben egyértelműen a WRF_SLUCM teljesített a legjobban ($r > 0,95$). Az LCZ 6-ban ekkor a többrétegű UCL-lel kalkuláló WRF_BEP ($r = 0,95$), az LCZ 9-ben pedig az UC-koncepciót nélkülöző WRF_NOUCM volt a legsikeresebb ($r = 0,97$). A T_{n_MEGF} enyhe nyári alulbecslésével szemben, télen váltakozó mértékű felülbecslés (0,1–2 °C) adódott. A T_{n_WRF} és a T_{n_MEGF} között kialakuló modellhiba leginkább a téli éjszakákon növekedett meg, a hiba nagyságát legjobban (akár 2–3 °C-kal is) a WRF_SLUCM tudta mérsékelni.

A téli éjszakák T_{n_WRF} -einek futtatások közötti változékonyságát a Q_{H_WRF} -ek eltérései jól magyarázták, ami ekkor például a WRF_BEP és a WRF_SLUCM között az 50 W m⁻²-t is meghaladta. A nyári időszakban az egyes modellkísérletek Q_{H_WRF} értékei (elsősorban éjszaka) már nagyobb egyezést mutattak. A téli hőmérsékletnek határozott függőleges különbségei (ΔT_{WRF}) is körvonalazódtak a szimulációk között. Vélhetően a nagyobb (kisebb) Q_{H_WRF} miatt a WRF_BEP (a WRF_SLUCM) melegebb (hidegebb) UBL-t feltételezett a WRF_NOUCM referenciafuttatáshoz képest. A ΔT_{WRF} vertikális eloszlásai alapján az is nyilvánvaló volt, hogy a többrétegű BEP városi parametrizációval érhető el a T_{WRF} legrészletesebb vertikális reprezentációja. Ezzel együtt – feltehetően a 1,5 km-es vízszintes ráctávolságnak köszönhetően – a hőmérséklet az $SLUCM_{WRF}$ -sémával közelíthető legkedvezőbben a felszín közelében.

A harmadik modellkísérlet az antropogén aktivitás T_{n_WRF} -re gyakorolt hatását taglalta. Az első számú tapasztalat az volt, hogy a $Q_{F,max}$ bekapcsolása a referencia $WRF_NO_Q_F$ -ben kidomborodó modellhibákon ugyan nem mérsékelte, de a modellrendszer fizikai teljességét egyértelműen növelte. Emellett ki kell emelni azt is, hogy a T_{n_WRF} és a $Q_{F,max}$ kapcsolata nem

bizonyult lineárisnak, mivel annak erősségét a napszak és a felszínosztály átlagos morfológiája egyaránt befolyásolta. A T_{n_WRF} kizárólag az antropogén tevékenységek következtében 2 °C-kal emelkedett a téli napok napfelkeltéje utáni órákban (leginkább az LCZ 2-ben és LCZ 6-ban). Nyáron ez a növekmény (ΔT_{n_WRF}) napnyugta után, 1 °C körül tetőzött. Mindközben a ΔT_{n_WRF} a téli és a nyári nappalokon sem volt számottevő.

A $Q_{F,max}$ nem csupán a felszín közelében, hanem a légkör magasabb szintjein is éreztette hatását. A hőfluxus-többlet következtében az UBL-t lezáró inverziós réteg magassága a téli nappalok átlagában kb. 100 m-rel nőtt meg, de a többi időszakban is magasabb volt, mint a $WRF_NO_Q_F$ -ben. Ezek mellett a nyári UBL-ben a w (maximálisan 0,3 m s⁻¹) és a TKE (maximálisan 0,6 m² s⁻²) is nagyobb értékeket vett fel a Szeged feletti határréteg teljes vertikumában. A T_{WRF} függőleges eloszlása azt sugallta, hogy az antropogén eredetű hőtöbblet – főként a belváros felett – a felszíntől nagyobb távolságra, a téli nappalokon akár az UBL alsó 200 m-ére is kiterjedhet. Ennek a BLUHI-nak a magnitúdóját leginkább a felszíni $Q_{F,max}$ mérteke alakította.

A $WRF_ÉRZ4$ -ben arra a kérdésre kerestem a választ, hogy a helyi felszínközeli és magaslégköri mérések asszimilációja javít-e a T_n modellezésén. A verifikációs eredmények arra engedtek következtetni, hogy az alkalmazott adatasszimilációs eljárás csak időszakosan csökkentett a modellezési bizonytalanságon. Az ezúttal egyedülként vizsgált téli időszak átlagában a T_{n_WRF} abszolút hibája inkább a WRF_GFS -ben mintsem a WRF_ASSZIM -ban volt csekélyebb (MAE_{GFS} : 0,81 °C, MAE_{ASSZIM} : 1,14 °C). Mindkét modellkísérletben a nappalok modellhibái voltak a nagyobbak, jöllehet, a WRF_ASSZIM -nak a második nap naplementéje utáni órákban is adódtak nehézségei (3–4 °C-os felülbecslés). A WRF_ASSZIM legjelentősebb tévedései tendenciózusan a hatórás gyakoriságú asszimilációs lépések idején jelentkeztek, ami ezek gyakoriságának jövőbeli növelését indokolják. Nemcsak a felszínközeli T_{n_WRF} napi mérések, hanem a hőmérsékleti profilok is különböztek egymástól a WRF_GFS -ben és a WRF_ASSZIM -ban. A városi és vidéki rácspontokra kirajzolt vertikális eloszlások jól detektálható eltérései dacára a kapcsolódó gradiensek előjelei egységesek voltak, így csak a normál, izoterm és inverziós rétegek kiterjedésének megítélésében adódott némi ellentmondás a két futtatás között.

A modellkísérletek elvégzése után körvonalazódott az az optimális modellbeállítás, mellyel a T_{n_MEGF} szegedi eloszlása a legkedvezőbben közelíthető. A beállítások változatos időjárású napokra való tesztelését egy kéthetes, változatos időjárású szimulációs periódusra (2017. július 3–16.) hajtottam végre. Annak érdekében, hogy a kialakított modellrendszer működéséről minél teljesebb képet kapjak, a T_{n_WRF} mellett fontosnak tartottam az a_{WRF} , N_{CLD_WRF} , v_{WRF} , S_{WRF} és RR_{WRF} verifikációját is. Az időjárás jellegében bekövetkezett változásokat a modell összességében jól fogta meg, de azok mértékét nem minden esetben tudta reprodukálni. A T_{n_MEGF} becslése jórészt sikeres volt, amit a 0,90 körüli átlagos, LCZ-nként hasonló mértékű r értékek is alátámasztottak. A teljes időszak MB-je – az LCZ 2-től eltekintve – rendre pozitív és 1 °C alatti volt. A pillanatnyi modellhiba előjele a szinoptikus helyzet függvényében folyamatosan változott, tehát nem beszélhettünk a T_{n_MEGF} szisztematikus alul- vagy felülbecslésről. Az a modellezése a T_n -énél nagyobb bizonytalanságot hordozott, ami elsősorban a frontátvonulások idejére koncentrált. Az a_{WRF} -fel összefüggésben az N_{CLD_MEGF} és az N_{CLD_WRF} között is inkonzisztencia lépett fel, ami az N_{CLD_MEGF} alulbecslésében csúcsosodott ki. A frontrendszerhez kapcsolódó csapadékegzisztenciát többnyire jól, a kapcsolódó mennyiségeket kevésbé jól interpretálta a modell. Két-két olyan nap adódott, amikor az RR becslése fals pozitív vagy fals negatív volt. Az S_{MEGF} és a v_{MEGF} szimulációja – utóbbi kisebb alulbecslése ellenére – összességében produktívnak bizonyult.

A kétételes periódus alatt bekövetkező, a városi felszín okozta termikus módosítást az egyes városi LCZ-k és a vidéki LCZ D között definiált UHI intenzitással (ΔT_{UHI}) jellemeztem. A ΔT_{UHI_MEGF} -et a modell általában alulbecsülte. Az LCZ 2-ben és LCZ 5-ben maximális modellhibák (kb. 1–1,5 °C nagyságrendűek) előbbiben a C és/vagy a $Q_{F,max}$, utóbbiban pedig a nyitott (blokkyszerű) épületstruktúra pontatlan közelítéséből származhattak. Az LCZ 6-ben eközben a ΔT_{UHI_MEGF} felülbecslése dominált, ami a túlzott éjszakai Q_{H_WRF} -re és így mérsékelt hűlési potenciálra utalhat. A 14 napra átlagolt ΔT_{UHI_MEGF} és ΔT_{UHI_WRF} izovonalainak mintázatai is azt erősítették meg, hogy a modellezett UHI Szeged belvárosánál (LCZ 2) nem rendelkezett a mérthez hasonló, jól körülhatárolható maximummal, viszont a külvárosi, 0,5 °C alatti magnitúdók megfigyelt és modellezett térbeli eloszlásai jó egyezést mutattak.

Az érzékenységi vizsgálatok és a „nem ideális” napokra végzett szimulációk elemzése arra is rávilágított, hogy – a kedvező verifikációs eredmények dacára – a modellrendszer még számos területen fejlődhet. Ezek közé sorolom a termodinamikai és a Q_F -fel kapcsolatos UCP-eket, a bemenő meteorológiai adatokat, valamint az a , az RR és a N_{CLD} modellezését. Ezzel együtt úgy vélem, hogy a már meglévő modellrendszer alkalmazása is hozzáadott értéket jelent, nem városi környezetre optimalizált modellekhez képest.

A 1,5 km-es felbontású hőmérsékleti prognózis alapját képezhetné például hőhullámra specializálódott figyelmeztető rendszernek, humánkomfort előrejelzéseknek, lakossági energiafelhasználás-becslésnek, légszennyezettségi modell bemenő adatának, mezőgazdasági hőösszegbecslésnek vagy akár halmazállapot-előrejelzésnek. A modellezett adatok precíz utófeldolgozása és vizualizációja kulcsfontosságú a modelltermékek közzététele előtt. Ehhez először fel kell mérni a kommunikációs csatorna befogadó oldalán lévők igényeit, majd megtalálni a látványosság, a letisztultság és az információtartalom közötti optimumot. A vizualizációnak igényes módja lehet az adatok nagyítható/kicsinyíthető térképeken való rétegeltetése, azonban a helyes felhasználói interpretálás érdekében ügyelni kell a metaadatok mellékelésére is.

A változtatható beállítások módosításával, a modellrendszer tetszőlegesen kiterjeszthető más városi területekre is. Az adaptációhoz a geometriai és termodinamikai UCP-kről, az Q_F -ről és a reprezentatív LCZ-osztályokról kell adatot gyűjteni. Ezek közül különösen utóbbi tűnik nehézkesnek, habár az SZTE Városklíma Kutatócsoportjának eredményeként a legtöbb hazai nagyváros LCZ-térképe elérhetővé fog válni. Fontos az is, hogy az adott település kiterjedt mérőhálózattal is rendelkezzen, hiszen a modell ellenőrzése és későbbi fejlesztése csak erre alapozva hajtható végre. Mivel ilyen részletességű megfigyelések csak korlátozott számú városban állnak rendelkezésre, ezért a jövőben azon kell dolgoznom, hogy a doktori munkám során összeállított modellrendszer még univerzálisabb alkalmazhatóságot garantáljon.

Irodalomjegyzék

- Ahmad K, Khare M, Chaudhry KK (2005): Wind tunnel simulation studies on dispersion at urban street canyon and intersections – a review. *J Wind Eng Ind Aerod* 95, 697–717.
- Aida M (1982): Urban albedo as a function of the urban structure – a model experiment. *Bound-Lay Meteorol* 23, 405–413.
- Ali-Toudert F, Mayer H (2007): Effects of asymmetry, galleries, overhanging façades and vegetation on thermal comfort in urban street canyons. *Sol Energy* 81, 742–754.
- Allen L, Lindberg F, Grimmond CSB (2011): Global to city scale urban anthropogenic heat flux: model and variability. *Int J Climatol* 31, 1990–2005.
- Andreou E (2014): The effect of urban layout, street geometry and orientation on shading conditions in urban canyons in the Mediterranean. *Renew Energy* 63, 587–596.
- Angel S, Parent J, Civco DL, Blei A, Poter D (2011): The dimensions of global urban expansion: estimates and projections for all countries, 2000–2050. *Prog Plann* 75, 53–107.
- Angell JK, Hoecker WH, Dickson CR, Pack DH (1973): Urban influence on a strong daytime airflow as determined from tetroon flights. *J Appl Meteorol* 12, 924–936.
- Angevine WM, White AB, Senff CJ, Trainer M, Banta RM, Ayoub MA (2003): Urban-rural contrasts in mixing height and cloudiness over Nashville in 1999. *J Geophys Res* 108, 4092.
- Argüeso D, Evans JP, Fita L, Bormann KJ (2014): Temperature response to future urbanization and climate change. *Clim Dynam* 42, 2183–2199.
- Arnfield AJ (1982): An approach to the estimation of the surface radiative properties and radiation budgets of cities. *Phys Geogr* 3, 97–122.
- Arnfield AJ (1990): Street design and urban canyon solar access. *Energ Buildings* 14, 117–131.
- Arnfield AJ (2003): Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *Int J Climatol* 23, 1–26.
- Asaeda T, Ca VT, Wake A (1996): Heat storage of pavement and its effect on the lower atmosphere. *Atmos Environ* 30, 413–427.
- Atwater MA (1971): The radiation budget for polluted layers of the urban environment. *J Appl Meteorol* 10, 205–214.
- Auer AH (1978): Correlation of land use and cover with meteorological anomalies. *J Appl Meteorol* 17, 636–643.
- Autószekektor (2018): Ezeket az autókat vettük idén – Top 30. <https://www.autoszekektor.hu/hu/content/ezeket-autokat-vettuk-iden-top-30> (utolsó elérés: 2018. november 5.).
- Azevedo J, Chapman L, Muller C (2016): Quantifying the daytime and night-time urban heat island in Birmingham, UK: a comparison of satellite derived land surface temperature and high resolution air temperature observations. *Remote Sens* 8, 153.
- Ács F, Gyöngyösi AZ, Breuer H, Horváth A, Mona T, Rajkai K (2014): Sensitivity of WRF-simulated planetary boundary layer height to land cover and soil changes. *Meteorol Z* 23, 279–293.
- Baik JJ, Kim YH, Chun HY (2001): Dry and moist convection forced by an urban heat island. *J Appl Meteorol* 40, 1462–1475.
- Baik JJ, Kim YH, Kim JJ, Han JY (2007): Effects of boundary layer stability on urban heat island-induced circulation. *Theor Appl Climatol* 89, 73–81.
- Bairoch P, Goertz G (1986): Factors of urbanisation in the nineteenth century developed countries: a description and econometric analysis. *Urban Stud* 23, 285–305.
- Ban J, Liu Z, Zhang X, Huang XY, Wang H (2017): Precipitation data assimilation in WRFDA 4D-Var: implementation and application to convection-permitting forecasts over United States. *Tellus A* 69, 1–19.
- Barker DM, Huang W, Guo YR, Bourgeois AJ, Xiao QN (2004): A three-dimensional (3DVAR) data assimilation system for use with MM5: Implementation and initial results. *Mon Weather Rev* 132, 897–914.
- Barker DM, Huang XY, Liu Z, Auligne T, Zhang X et al. (2011): The Weather Research and Forecasting (WRF) Model's Community Variational/Ensemble Data Assimilation System: WRFDA. *B Am Meteorol Soc* 93, 831–843.
- Barlow JF (2014): Progress in observing and modelling the urban boundary layer. *Urban Clim* 10, 216–240.
- Bechtel B, Alexander PJ, Böhner J, Ching J, Conrad O, Feddema J, Stewart I (2015): Mapping local climate zones for a worldwide database of the form and function of cities. *ISPRS Int Geo-Inf* 4, 199–219.
- Bechtel B, Alexander PJ, Beck C, Böhner J, Brousse O et al. (2019): Generating WUDAPT Level 0 data – Current status of production and evaluation. *Urban Clim* 27, 24–45.
- Beck HE, Zimmermann NE, McVicar TR, Vergopolan N, Berg A, Wood EF (2018): Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Nat Sci Data* 5, 180214.
- Benali A, Carvalho A, Nunes J, Carvalhais J, Santos A (2012): Estimating air surface temperature in Portugal using MODIS LST data. *Remote Sens Environ* 124, 108–121.

- Best MJ, Pryor M, Clark DB, Rooney GG, Essery RLH, Ménard CB et al. (2011) The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), Model description – Part 1: Energy and water fluxes. *Geosci Model Dev Discuss* 4, 595–640.
- Best MJ, Grimmond CSB (2015): Key conclusions of the first international urban land surface model comparison project. *B Am Meteorol Soc* 96, 805–819.
- Bhati S, Mohan M (2016): WRF model evaluation for the urban heat island assessment under varying land use/land cover and reference site conditions. *Theor Appl Climatol* 126, 385–400.
- Bittelli M, Ventura F, Campbell GS, Snyder RL, Gallegati F, Pisa PR (2008): Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils. *J Hydrol* 362, 191–205.
- Brousse O, Martilli A, Foley M, Mills G, Bechtel B (2016): WUDAPT, an efficient land use producing tool for mesoscale models? Integration of urban LCZ WRF over Madrid. *Urban Clim* 17, 116–134.
- Bohnenstengel SI, Hamilton I, Davies M, Belcher SE (2014): Impact of anthropogenic heat emissions on London's temperatures. *Q J Roy Meteor Soc* 140, 687–698.
- Bolz HM (1949): Die Abhängigkeit der infraroten gegenstrahlung von der Bewölkung. *Z Meteorol* 3, 201–203.
- Bornstein RD, Johnson DS (1977): Urban-rural wind velocity differences. *Atmos Environ* 11, 597–604.
- Bornstein RD, Lin Q (2000): Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: Three cases studies. *Atmos Environ* 34, 507–516.
- Borys RD, Lowenthal DH, Cohn SA, Brown WOJ (2003): Mountaintop and radar measurements of anthropogenic aerosol effects on snow growth and snowfall rate. *Geophys Res Lett* 30, 1538.
- Bossard M, Feranec J, Otahel J (2000): CORINE Land Cover Technical Guide — Addendum 2000. European Environmental Agency Technical Report No. 40, Koppenhága, Dánia.
- BoschBlog (2016): Csökkent a budapesti autósok száma. <http://boschblog.hu/csokkent-a-budapesti-autosok-szama/> (utolsó elérés: 2019. január 11.).
- Bottván Zs, 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.
- Bottema M (1997): Urban roughness modelling in relation to pollutant dispersion. *Atmos Environ* 31, 3059–3075.
- Bougeault P, Lacarrère P (1989): Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Mon Weather Rev* 117, 1872–1890.
- Bowen IS (1926): The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Phys Rev* 27, 779–798.
- Bowne NE, Ball JT (1970): Observational comparison of rural and urban boundary layer turbulence. *J Appl Meteorol* 9, 862–873.
- Businger S, Chiswell SR, Ulmer WC, Johnson R (1996): Balloons as a Lagrangian measurement platform for atmospheric research. *J Geophys Res* 101, 4363–4376.
- Castillo MC, Inagaki A, Kanda M (2011): The effects of inner- and outer-layer turbulence in a convective boundary layer on the near-neutral inertial sublayer over an urban-like surface. *Bound-Lay Meteorol* 140, 453–469.
- Chandler TJ. (1965): The climate of London. Hutchinson & Co., London, Anglia, 292 p.
- Changnon SA (1979): Rainfall changes in summer caused by St. Louis. *Science* 205, 402–404.
- Changnon SA (2003): Notes and correspondence urban modification of freezing-rain events. *J Appl Meteorol* 42, 863–870.
- Chen F, Dudhia J (2001): Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: model implementation and sensitivity. *Mon Weather Rev* 129, 569–585.
- Chen F, Kusaka H, Bornstein R, Ching J, Grimmond CSB et al. (2011): The integrated WRF/urban modelling system: development, evaluation, and applications to urban environmental problems. *Int J Climatol* 31, 273–288.
- Chen F, Yang X, Zhu W (2014): WRF simulations of urban heat island under hot-weather synoptic conditions: The case study of Hangzhou City, China. *Atmos Res* 138, 364–377.
- Cheng CH, Nnadi F, Liou YA (2014): Energy budget on various land use areas using reanalysis data in Florida. *Adv Meteorol* 2014, Article ID 232457, 13 p.
- Ching J, Brown M, Burian S, Chen F, Cionco R et al. (2009): National Urban Database and Access Tool. *B Am Meteorol Soc* 90, 1157–1168.
- Ching J (2013): A perspective on urban canopy layer modeling for weather, climate and air quality applications. *Urban Clim* 3, 13–39.
- Chou MD, Suarez MJ (1994): An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models. NASA Tech Memo 104606, 85 p.
- Christen A, Rotach MW, Vogt R (2009): The budget of turbulent kinetic energy in the urban roughness sublayer. *Bound-Lay Meteorol* 131, 193–222.

- Christen A, Vogt R (2004): Energy and radiation balance of a Central European city. *Int J Climatol* 24, 1395–1421.
- Chubarova NY, Sviridenkov MA, Smirnov A, Holben BN (2011): Assessments of urban aerosol pollution in Moscow and its radiative effects. *Atmos Meas Tech* 4, 367–378.
- Clinton N, Gong P (2013): MODIS detected surface urban heat islands and sinks: global locations and controls. *Remote Sens Environ* 134, 294–304.
- Coccal O, Thomas TG, Castro IP, Belcher SE (2006): Mean flow and turbulence statistics over groups of urban-like cubical obstacles. *Bound-Lay Meteorol* 121, 491–519.
- Coen JL, Cameron M, Michalakes J, Patton EG, Riggan PJ, Yedinak KM (2013): WRF-Fire: Coupled weather–wildland fire modeling with the Weather Research and Forecasting model. *J Appl Meteorol Clim* 52, 16–38.
- Comarazamy DE, González JE, Luvall JC (2013): Climate impacts of land-cover and land-use changes in tropical islands under conditions of global climate change. *J Climate* 26, 1535–1550.
- Conry P, Sharma A, Potosnak MJ, Leo LS, Bensman E, Hellmann JJ, Fernando HJS (2015): Chicago’s heat island and climate change: bridging the scales via dynamical downscaling. *J Appl Meteorol Clim* 54, 1430–1448.
- Counihan J (1975): Adiabatic atmospheric boundary layers: A review and analysis of data from the period 1880–1972. *Atmos Environ* 9, 871–905.
- Cox R, Bauer BL, Smith T (1998): A mesoscale model intercomparison. *B Am Meteorol Soc* 79, 265–283.
- Cui C, Bao Y, Yuan C, Li Z, Zong C (2019): Comparison of the performances between the WRF and WRF-LES models in radiation fog – A case study. *Atmos Res* 226, 76–86.
- Cui YY, De Foy B (2012): Seasonal variations of the urban heat island at the surface and the near-surface and reductions due to urban vegetation in Mexico City. *J Appl Meteorol Clim* 51, 855–868.
- Curci, S, Lavecchia C, Frustaci G, Paolini R, Pilati S, Paganelli C (2017): Assessing measurement uncertainty in meteorology in urban environments. *Meas Sci Technol* 28, 8 p.
- Dandou, A, Tombrou, M, Akylas, E, Soulakellis, N, Bossioli, E (2005): Development and evaluation of an urban parameterization scheme in the Penn State/ NCAR Mesoscale Model (MM5). *J Geophys Res* 110, D10102.
- Deardorff JW (1978): Efficient prediction of ground temperature and moisture with inclusion of a layer vegetation. *J Geophys Res* 83, 1889–1903.
- De Meij A, Vinuesa JF (2015): Impact of SRTM and Corine Land Cover data on meteorological parameters using WRF. *Atmos Res* 143, 351–370.
- Demuzere M, Bechtel B, Middel A, Mills G (2019): Mapping Europe into local climate zones. *PLoS ONE* 14, e0214474.
- Doan QV, Kusaka H, Ho QB (2016) Impact of future urbanization on temperature and comfort index in a developing tropical city: Ho Chi Minh City. *Urban Clim* 17, 20–31.
- Draxler RR (1986): Simulated and observed influence of the nocturnal urban heat island on the local wind field. *J Clim Appl Meteorol* 24, 1125–1133.
- Dudhia J (1989): Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two–dimensional model. *J Atmos Sci* 46, 3077–3107.
- Dupont E, Menut L, Carissimo B, Pelon J, Flamant P (1999): Comparison between the atmospheric boundary layer in Paris and its rural suburbs during the ECLAP experiment. *Atmos Environ* 33, 979–994.
- DuVivier AK, Cassano JJ (2013): Evaluation of WRF Model resolution on simulated mesoscale winds and surface fluxes near Greenland. *Mon Weather Rev* 141, 941–963.
- Ellefsen R (1991): Mapping and measuring buildings in the urban canopy boundary layer in ten US cities. *Energ Buildings* 15–16, 1025–1049.
- El-Fadel M, Massoud M (2000): Particulate matter in urban areas: health-based economic assessment. *Sci Tot Environ* 257, 133–146.
- Emery C, Tai E, Yardwood G (2001): Enhanced meteorological modeling and performance evaluation for two Texas ozone episodes. Environ International Corporation. 235 p.
- Erell E, Pearlmuter D, Williamson T (2011): Urban microclimate: Designing the spaces between buildings. Earthscan, London, Anglia, 266 p.
- Fallmann J, Wagner S, Emeis S (2017): High resolution climate projections to assess the future vulnerability of European urban areas to climatological extreme events. *Theor Appl Climatol* 127, 667–683.
- Fan H, Sailor DJ (2005): Modeling the impacts of anthropogenic heating on the urban climate of Philadelphia: a comparison of implementations in two PBL schemes. *Atmos Environ* 39, 73–84.
- Fan Y, Li Y, Yin S (2018): Interaction of multiple urban heat island circulations under idealised settings. *Build Environ* 134, 10–20.
- FAO (2007): Digital Soil Map of the World and Derived Soil Properties (version 3.6). Róma, Olaszország.
- Feng JM, Wang YL, Yan Z (2014): Impact of anthropogenic heat release on regional climate in three vast urban agglomerations in China. *Adv Atmos Sci* 31, 363–373.

- FGSZ (2018): A Magyar földgázrendszer 2017. évi adatai. <https://fgsz.hu/publikaciok/kiadvanyok> (utolsó elérés: 2019. október 26.).
- Fichera CR, Modica G, Pollino M (2012): Land Cover classification and change-detection analysis using multi-temporal remote sensed imagery and landscape metrics. *Eur J Remote Sens* 45(1), 1–18.
- Flagg DD, Taylor PA (2011): Sensitivity of mesoscale model urban boundary layer meteorology to the scale of urban representation. *Atmos Chem Phys* 11, 2951–2972.
- Flanner MG (2009): Integrating anthropogenic heat flux with global climate models. *Geophys Res Lett* 36, L02801.
- Fortuniak K (2003): A slab surface energy balance model (SUEB) and its application to the study on the role of roughness length in forming an urban heat island. *Acta Univ Wratislav* 75, 368–377.
- Fortuniak K (2008): Numerical estimation of the effective albedo of an urban canyon. *Theor Appl Climatol* 91, 245–258.
- Fuchs M, Tanner CB (1967): Evaporation from a drying soil. *J Appl Meteorol* 6, 852–857.
- Gaffen D, Bornstein R (1988): Case study of urban interactions with a synoptic scale cold front. *Meteorol Atmos Phys* 38, 185–194.
- Garuma GF (2018): Review of urban surface parameterizations for numerical climate models. *Urban Clim* 24, 830–885.
- Gál T, Unger J (2009): Detection of ventilation paths using high-resolution roughness parameter mapping in a large urban area. *Building Environ* 44, 198–206.
- Gedzelman SD, Austin S, Cermak R, Stefano N, Partridge S, Quesenberry S et al. (2003): Mesoscale aspects of the urban heat island around New York City. *Theor Appl Climatol* 75, 29–42.
- Giannaros TM, Melas D, Daglis IA, Keramitsoglou I, Kourtidis K (2013): Numerical study of the urban heat island over Athens (Greece) with the WRF model. *Atmos Environ* 73, 103–111.
- Giannaros C, Nenes A, Giannaros TM, Kourtidis K, Melas D (2018): A comprehensive approach for the simulation of the Urban Heat Island effect with the WRF/SLUCM modeling system: the case of Athens (Greece). *Atmos Res* 201, 86–101.
- Giovanni L, Zardi D, de Francheschi M (2014): Effects of changes in observational sites position and the surrounding urbanization on the temperature time series of the city of Trento. *Urban Clim* 10, 509–529.
- Gochis DJ, Yu W, Yates DN (2015): The WRF-Hydro Model technical description and user's guide, version 3.0. NCAR Tech Doc, 123 p.
- Goldbach A, Kuttler W (2012): Quantification of turbulent heat fluxes for adaptation strategies within urban planning. *Int J Climatol* 33, 143–159.
- Göndöcs J, Breuer H, Horváth Á, Ács F, Rajkai K (2015): Numerical study of the effect of soil texture and land use distribution on the convective precipitation. *Hun Geogr Bull* 64, 3–15.
- Göndöcs J, Breuer H, Pongrácz R, Bartholy J (2017): Urban heat island mesoscale modelling study for the Budapest agglomeration area using the WRF model. *Urban Clim* 21, 66–86.
- Gutiérrez E, Gonzalez JE, Martilli A, Bornstein R, Arend M (2015): Simulations of a heat-wave event in New York City using a multilayer urban parameterization. *J Appl Meteorol Clim* 54, 283–301.
- Grell GA, Dudhia J, Stauffer D (1994): A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5) (No. NCAR/TN-398+STR). University Corporation for Atmospheric Research.
- Grell GA, Knoche R, Schmitz R, McKeen SA, Frost G, Skamarock WC, Eder B (2005): Fully-coupled “online” chemistry within the WRF model. *Atmos Environ* 39, 6957–6976.
- Grimmond CSB, Cleugh HA, Oke TR (1991): An objective urban heat storage model and its comparison with other schemes. *Atmos Environ* 25, 311–326.
- Grimmond CSB, Oke TR (1999a) Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form. *J Appl Meteorol* 38, 1262–1292.
- Grimmond CSB, Oke TR (1999b): Heat storage in urban areas: Local scale observations and evaluation of a simple model. *J Appl Meteorol* 38, 922–940.
- Grimmond CSB, Oke TR (2002): Turbulent heat fluxes in urban areas: Observations and local-scale urban meteorological parameterization scheme (LUMPS). *J Appl Meteorol* 41, 792–810.
- Grimmond CSB, Blackett M, Best MJ, Barlow J, Baik JJ, Belcher SE et al. (2010): The international urban energy balance models comparison project: first results from phase 1. *J Appl Meteorol Clim* 49, 1268–1292.
- Grimmond CSB, Blackett M, Best MJ, Baik JJ, Belcher SE, Beringer J et al. (2011): Initial results from Phase 2 of the international urban energy balance model comparison. *Int J Climatol* 31, 244–272.
- Gromke C (2011): A vegetation modeling concept for building and environmental aerodynamics wind tunnel tests and its application in pollutant dispersion studies. *Environ Pollut* 159, 2094–2099.
- Grossman-Clarke S, Zehnder JA, Loridan T, Grimmond CSB (2010): Contribution of land use changes to near-surface air temperatures during recent summer extreme heat events in the Phoenix metropolitan area. *J Appl Meteorol Clim* 49, 1649–1664.

- Haeger-Eugensson M, Holmer B (1999): Advection caused by the urban heat island circulation as a regulating factor on the nocturnal urban heat island. *Int J Climatol* 19, 975–988.
- Halfon N, Levin Z, Alpert P (2009): Temporal rainfall fluctuations in Israel and their possible link to urban and air pollution effects. *Environ Res Lett* 4, 025001.
- Hammerberg K, Brousse O, Martilli A, Mahdavi A (2018): Implications of employing detailed urban canopy parameters for mesoscale climate modelling: a comparison between WUDAPT and GIS databases over Vienna, Austria. *Int J Climatol* 38, 1241–1257.
- Hanna SR, Chang JC (1992): Boundary-layer parameterizations for applied dispersion modeling over urban areas. *Bound-Lay Meteorol* 58, 229–259.
- Hansen SV (1993): Surface roughness lengths. ARL Technical Report U. S. Army, White Sands Missile Range, NM 88002-5501.
- Harman IN, Barlow JF, Belcher SE (2004a): Scalar fluxes from urban street canyons. Part II: Model. *Bound-Lay Meteorol* 113, 387–410.
- Harman IN, Belcher SE (2004b): Radiative exchange in an urban street canyon. *Bound-Lay Meteorol* 110, 301–316.
- Heath NK, H. Fuelberg E, Tanelli S, Turk FJ, Lawson RP, Woods S, Freeman S (2017): WRF nested large-eddy simulations of deep convection during SEAC⁴RS. *J Geophys Res Atmos* 122, 3953–3974.
- Heaviside C, Cai XM, Vardoulakis S (2015): The effects of horizontal advection on the urban heat island in Birmingham and the West Midlands, United Kingdom during a heatwave. *Q J Roy Meteor Soc* 141, 1429–1441.
- Hines KM, Bromwich DH (2008): Development and testing of Polar Weather Research and Forecasting (WRF) Model. Part I: Greenland ice sheet meteorology. *Mon Weather Rev* 136, 1971–1989.
- Hoffmann P, Krueger O, Schlunzen KH (2012): A statistical model for the urban heat island and its application to a climate change scenario. *Int J Climatol* 32, 1238–1248.
- Hong SY, Dudhia J, Chen SH (2004): A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon Weather Rev* 132, 103–120.
- Hong SY, Lim JOJ (2006): The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J Korean Meteorol Soc* 42, 129–151.
- Hong SY, Noh Y, Dudhia J (2006): A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon Weather Rev* 134, 2318–2341.
- Howard L (1833): The climate of London. 3rd edition. Harvey & Darton, London, Anglia, 390 p.
- Huang M, Huang B, Huang AHL (2014): Application of Intel Many Integrated Core (MIC) architecture to the Yonsei University planetary boundary layer scheme in the Weather Research and Forecasting model. High-Performance Computing in Remote Sensing IV. In: Huang B, López S, Wu Z (szerk.), International Society for Optical Engineering (SPIE Proceedings, Vol. 9247), 92470J.
- Huff FA, Changnon SA (1986): Potential urban effects on precipitation in the winter and transition seasons at St. Louis, Missouri. *J Clim Appl Meteorol* 25, 1887–1907.
- Hung T, Uchihama D, Ochi S, Yasuoka Y (2006): Assessment with satellite data of the urban heat island effects in Asian mega cities. *Int J Appl Earth Obs Geoinformation* 8, 34–48.
- Iacono MJ, Delemere JS, Mlawer EJ, Shephard MW, Clough SA, Collins WD (2008): Radiative forcing by long-lived green-house gases: calculations with the AER radiative transfer models. *J Geophys Res* 113, D13103.
- IEA (2017): World Energy Statistics 2017. OECD Publishing, Párizs, Franciaország.
- Inoue T, Kimura F (2004): Urban effects on low-level clouds around the Tokyo metropolitan area on clear summer days. *Geophys Res Lett* 31, L05103.
- Jacquemin B, Noilhan J (1990): Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. *Bound-Lay Meteorol* 52, 93–134.
- Janjic ZI (1994): The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon Weather Rev* 122, 927–945.
- Jimenez PA, Hacker JP, Dudhia J, Haupt SE, Ruiz-Arias JA et al. (2016): WRF-Solar: Description and clear-sky assessment of an augmented NWP model for solar power prediction. *B Am Meteorol Soc* 97, 1249–1264.
- Kain JS (2004): The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *J Appl Meteorol* 43, 170–181.
- Kanda M, Kawai T, Kanega M, Moriwaki R, Narita K, Hagishima A, Nakagawa K (2005a): A simple theoretical radiation scheme for regular building arrays. *Bound-Lay Meteorol* 114, 71–90.
- Kanda M, Kawai T, Kanega M, Moriwaki R, Narita K, Hagishima A (2005b): A simple energy balance model for regular building arrays. *Bound-Lay Meteorol* 116, 423–443.
- Kaplan S, Georgescu M, Alfasi N, Kloog I (2017): Impact of future urbanization on a hot summer: a case study of Israel. *Theor Appl Climatol* 128, 325–341.
- Karnieli A, Agam N, Pinker RT, Anderson M, Imhoff ML, Gutman GG (2010): Use of NDVI and land surface temperature for drought assessment: Merits and limitations. *J Clim* 23, 618–633.

- Kastner-Klein P, Rotach MW (2004): Mean flow and turbulence characteristics in an urban roughness sublayer. *Bound-Lay Meteorol* 111, 55–84.
- Kawai T, Kanda M, Narita K, Hagishima A (2007): Validation of a numerical model for urban energy-exchange using outdoor scale-model measurements. *Int J Climatol* 27, 1931–1942.
- Kawamoto Y, Ooka R (2006): Analysis of the radiation field at pedestrian level using a meso-scale meteorological model incorporating the urban canopy model. Preprints, Sixth Int. Conf. on Urban Climate, Göteborg, Svédország.
- Kim Y, Sartelet K, Raut JC, Chazette P (2013): Evaluation of the weather research and forecast/urban model over greater Paris. *Bound-Lay Meteorol* 149, 105–132.
- Kloog I, Koutrakis P, Coull BA, Lee HJ, Schwartz J (2011): Assessing temporally and spatially resolved PM_{2.5} exposures for epidemiological studies using satellite aerosol optical depth measurements. *Atmos Environ* 45, 6267–6275.
- Klysik K, Fortuniak K (1999): Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland. *Atmos Environ* 33, 3885–3895.
- Kondo H, Genchi Y, Kikegawa Y, Ohashi Y, Yoshikado H, Komiyama H (2005): Development of a multi-layer urban canopy model for the analysis of energy consumption in a big city: Structure of the urban canopy model and its basic performance. *Bound-Lay Meteorol* 116, 395–421.
- Koskinen JT, Poutiainen J, Schultz DM, Joffre S, Koistinen J et al. (2011): The Helsinki Testbed: a mesoscale measurement, research, and service platform. *B Am Meteorol Soc* 92, 325–342.
- Kotthaus S, Grimmond CSB (2014): Energy exchange in a dense urban environment – Part I. Temporal variability of long-term observations in central London. *Urban Clim* 10, 261–280.
- Krayenhoff ES, Voogt JA (2007): A microscale three-dimensional urban energy balance model for studying surface temperatures. *Bound-Lay Meteorol* 123, 433–461.
- Kratzer A (1956): Das Stadtklima, 2nd edition. Friedrich Vieweg und Sohn, Braunschweig, Németország. 143 p.
- KSH (2009): Gépjárműállomány Magyarországon üzemanyagtípus szerint.
http://www.ksh.hu/docs/hun/xtabla/jelszall/tabljsz09_02_08.html (utolsó elérés: 2019. június 20.).
- KSH (2013a): 2011. évi népszámlálás (Országos adatok).
https://www.ksh.hu/docs/hun/xftp/idoszaki/nepsz2011/nepsz_03_00_2011.pdf (utolsó elérés: 2018. december 18.).
- KSH (2013b): A közúti közlekedés területi jellemzői.
<http://www.ksh.hu/docs/hun/xftp/idoszaki/regioik/debgyorkozutikozi.pdf> (utolsó elérés: 2019. június 25.).
- KSH (2015): Magyarország településhálózata 2. (Városok–falvak).
http://www.ksh.hu/docs/hun/xftp/idoszaki/mo_telepuleshalozata/varosok_falvak.pdf (utolsó elérés: 2019. augusztus 4.).
- KSH (2018a): Közúti gépjármű-állomány (2000–).
https://www.ksh.hu/docs/hun/xstadat/xstadat_eves/i_ode006b.html (utolsó elérés: 2019. június 22.).
- KSH (2018b): Magyarország közigazgatási helynévkönyve, 2018. január 1.
https://www.ksh.hu/docs/hun/hnk/hnk_2018.pdf (utolsó elérés: 2019. február 12.).
- KSH (2019): Magyarország közigazgatási helynévkönyve, 2019. január 1.
https://www.ksh.hu/docs/hun/hnk/hnk_2019.pdf (utolsó elérés: 2019. október 3.).
- Kusaka H, Kondo H, Kikegawa Y, Kimura F (2001): A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: Comparison with multi-layer and slab models. *Bound-Lay Meteorol* 101, 329–358.
- Kusaka H, Kimura F (2004): Coupling a single-layer urban canopy model with a simple atmospheric model: Impact on urban heat island simulation for an idealized case. *J Meteorol Soc Jpn* 82, 67–80.
- Kwak KH, Baik JJ, Ryu YH, Lee SH (2015): Urban air quality simulation in a high-rise building area using a CFD model coupled with mesoscale meteorological and chemistry-transport models. *Atmos Environ* 100, 167–177.
- Laza B (2012): A szimulált planetáris határreteg magasság érzékenysége a HUNSODA és MARTHA talajadatbázisok használatára. MSc diplomamunka, Budapest, Eötvös Loránd Tudományegyetem, 54 p.
- Lee DO (1979): The influence of atmospheric stability and the urban heat island on urban–rural wind speed differences. *Atmos Environ* 13, 1175–1180.
- Lee SH, Park SU (2008): A vegetated urban canopy model for meteorological and environmental modelling. *Bound-Lay Meteorol* 126, 73–102.
- Lelovics E, Unger J, Gál T, Gál CV (2014): Design of an urban monitoring network based on local climate zone mapping and temperature pattern modelling. *Clim Res* 60, 51–62.
- Li D, Bou-Zeid E (2013): Synergistic interactions between urban heat islands and heat waves: the impact in cities is larger than the sum of its parts. *J Appl Meteorol Clim* 52, 2051–2064.
- Li CB, Zhou JJ, Cao YJ, Zhong J, Liu Y, Kang CQ, Tan Y (2014): Interaction between urban microclimate and electric air-conditioning energy consumption during high temperature season. *Appl Energ* 117, 149–156.

- Li D, Sun T, Liu M, Yang L, Wang L, Gao Z (2015): Contrasting responses of urban and rural surface energy budgets to heat waves explain synergies between urban heat islands and heat waves. *Environ Res Lett* 10, 054009.
- Li H, Wolter M, Wang X, Sodoudi S (2018a): Impact of land cover data on the simulation of urban heat island for Berlin using WRF coupled with bulk approach of Noah-LSM. *Theor Appl Climatol* 143, 67–81.
- Li H, Zhou Y, Li X, Meng L, Wang X, Wu S et al. (2018b): A new method to quantify surface urban heat island intensity. *Sci Total Environ* 624, 262–272.
- Liang XZ, Xu M, Yuan X, Ling T, Choi HI, Zhang F, Chen L et al. (2012): Regional climate-weather research and forecasting model. *B Am Meteorol Soc* 93, 1363–1387.
- Lindberg F, Grimmond CSB, Yogeswaran N, Kotthaus S, He J, Allen L, Iamarino M (2013): Impact of urban changes and weather on anthropogenic heat flux in Europe 1995–2015. *Urban Clim* 4, 1–15.
- Liu Y, Chen F, Warner T, Basara J (2006): Verification of a mesoscale data-assimilation and forecasting system for the Oklahoma city area during the Joint Urban 2003 Field Project. *J Appl Meteorol* 45, 912–929.
- Loridan T, Grimmond CSB (2011): Characterization of energy flux partitioning in urban environments: Links with surface seasonal properties. *J Appl Meteorol Clim* 51, 219–241.
- Loridan T, Grimmond CSB (2012): Multi-site evaluation of an urban land-surface model: Intra-urban heterogeneity, seasonality, and parameter complexity requirements. *Q J Roy Meteor Soc* 138, 1094–1113.
- Loridan T, Lindberg F, Jorba O, Kotthaus S, Grossman-Clarke S, Grimmond CSB (2013): High resolution simulation of the variability of surface energy balance fluxes across central London with urban zones for energy partitioning. *Bound-Lay Meteorol* 147, 493–523.
- Loughner CP, Allen DJ, Zhang DL, Pickering KE, Dickerson RR, Landry L (2012): Roles of urban tree canopy and buildings in urban heat island effects: Parameterization and preliminary results. *J Appl Meteorol Clim* 51, 1775–1793.
- Ma S, Pitman A, Hart M, Evans JP, Haghdadi N, MacGill I (2017): The impact of an urban canopy and anthropogenic heat fluxes on Sydney's climate. *Int J Climatol* 37, 255–270.
- Macdonald RW (2000): Modelling the mean velocity profile in the urban canopy layer. *Bound-Lay Meteorol* 97, 25–45.
- Magyar Közút (2018): A 2018. évi országos közúti keresztszámvetési forgalomszámlálás eredményei. <https://internet.kozut.hu/kozerdeku-adatok/orszagos-kozuti-adatbank/forgalomszamlalas/> (utolsó elérés: 2019. július 5.).
- Mahrt L, Ek M (1984): The influence of atmospheric stability on potential evaporation. *J Appl Meteorol Clim* 23, 222–234.
- Makó A, Tóth B (2008): MARTHA: az első részletes talajfizikai adatbázis Magyarországon. *Agronapló* 2008/3, 46–47.
- Makó A, Tóth B, Hernádi H, Farkas C, Marth P (2011): A MARTHA adatbázis alkalmazása a hazai talajok víztartó képesség becslésének pontosítására. *Talajvédelem (különszám)*, 51–58.
- Martilli A (2002): Numerical study of urban impact on boundary layer structure: sensitivity to wind speed, urban morphology and rural soil moisture. *J Appl Meteorol* 41, 1247–1266.
- Martilli A, Clappier A, Rotach MW (2002): An urban surface exchange parameterization for mesoscale models. *Bound-Lay Meteorol* 104, 261–304.
- Masson V (2000): A physically-based scheme for the urban energy budget. *Bound-Lay Meteorol* 94, 357–397.
- Masson V, Grimmond CSB, Oke TR (2002): Evaluation of the Town Energy Balance (TEB) scheme with direct measurements from dry districts in two cities. *J Appl Meteorol* 41, 1011–1026.
- Masson V, Heldens W, Bocher E, Bonhomme M, Bucher B, Burmeister C et al. (2020): City-descriptive input data for urban climate models: model requirements, data sources and challenges. *Urban Clim* 31, 100536.
- Matsumoto J, Fujibe F, Takahashi H (2017): Urban climate in the Tokyo metropolitan area in Japan. *J Environ Sci-China* 59, 54–62.
- Matzarakis A, Endler C (2010): Climate change and thermal bioclimate in cities: impacts and options for adaptation in Freiburg, Germany. *Int J Biometeorol* 54, 479–483.
- MAVIR (2018): A magyar villamosenergia-rendszer (VER) 2017. évi adatai. <http://mavir.hu/web/mavir/a-magyar-villamosenergia-rendszer-statisztikai-adatai> (utolsó elérés: 2019. szeptember 21.).
- McGrane SJ (2016): Impacts of urbanisation on hydrological and water quality dynamics, and urban water management: a review. *Hydrol Sci J* 61, 2295–2311.
- Meier F, Fenner D, Grassmann T, Otto M, Scherer D (2017): Crowdsourcing air temperature from citizen weather stations for urban climate research. *Urban Clim* 19, 170–191.
- MEKH 2018: Háztartások végső energia felhasználása (2015–2018). <http://www.mekh.hu/eves-adatok> (utolsó elérés: 2019. szeptember 15.).
- Memon RA, Leung DYC, Liu CH (2009): An investigation of urban heat island intensity (UHII) as an indicator of urban heating. *Atmos Res* 94, 491–500.

- Menberg K, Bayer P, Zosseder K, Rumohr S, Blum P (2013): Subsurface urban heat islands in German cities. *Sci Total Environ* 442, 123–133.
- Miao S, Chen F (2008): Formation of horizontal convective rolls in urban areas. *Atmos Res* 89, 298–304.
- Miao S, Chen F, LeMone M, Tewari M, Li Q, Wang Y (2009): An observational and modeling study of characteristics of Urban Heat Island and boundary layer structures in Beijing. *J Appl Meteorol Clim* 48, 484–501.
- Miao S, Chen F, Li O, Fan S (2011): Impacts of urban processes and urbanization on summer precipitation: a case study of heavy rainfall in Beijing on 1 August 2006. *J Appl Meteorol Clim* 50, 806–826.
- Moeng CH, Dudhia J, Klemp JB, Sullivan P (2007): Examining two-way grid nesting for large eddy simulation of the PBL using the WRF model. *Mon Weather Rev* 135, 2295–2311.
- Molnár G, Gyöngyösi AZ, Gál T (2017): A városi hősziget vizsgálata meteorológiai modell segítségével Szeged. *Légkör* 62, 130–135.
- Molnár G, Gyöngyösi AZ, Gál T (2018): Evaluation of a WRF-LCZ system in simulating urban effects under non-ideal synoptic patterns. *Acta Clim Chorol Univ Szegediensis* 51–52, 57–73.
- Molnár G, Gyöngyösi AZ, Gál T (2019a): Integration of an LCZ-based classification into WRF to assess the intra-urban temperature pattern under a heatwave period in Szeged, Hungary. *Theor Appl Climatol* 138, 1139–1158.
- Molnár G, Gyöngyösi AZ, Gál T (2019b): Modeling of urban heat island using adjusted static database. *Időjárás* 123, 371–390.
- Molnár G, Kovács A, Gál T (2020): How does anthropogenic heating affect the thermal environment in a medium-sized Central European city. A case study in Szeged, Hungary. *Urban Clim* 34, 100673.
- Monteith JL (1981): Evaporation and surface temperature. *Q J Roy Meteor Soc* 107, 1–27.
- Moriwaki R, Watanabe K, Morimoto K (2013): Urban dry island phenomenon and its impact on cloud base level. *Jpn Soc Civil Eng* 1, 521–529.
- Morris CJG, Simmonds I (2000): Associations between varying magnitudes of the urban heat island and the synoptic climatology in Melbourne, Australia. *Int J Climatol* 20, 1931–1954.
- 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.
- Morrison H, Tessendorf SA, Ikeda K, Thompson G (2012): Sensitivity of a simulated midlatitude squall line to parameterization of raindrop breakup. *Mon Weather Rev* 140, 2437–2460.
- Mölders N, Olson MA (2004): Impact of urban effects on precipitation in high latitudes. *J Hydrometeorol* 5, 409–429.
- Mu QC, Miao SG, Wang YW et al. (2019): Evaluation of employing local climate zone classification for mesoscale modelling over Beijing metropolitan area. *Meteorol Atmos Phys* 132, 315–326.
- Muller C, Chapman L, Johnston S, Kidd C, Illingworth S et al. (2015): Crowdsourcing for climate and atmospheric sciences: current status and future potential. *Int J Climatol* 35, 3185–3203.
- Müller N, Kuttler W, Barlag AB (2014): Counteracting urban climate change: adaptation measures and their effect on thermal comfort. *Theor Appl Climatol* 115, 243–257.
- NCEP (2015): NCEP GFS 0.25 Degree Global Forecast Grids Historical Archive, Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <https://doi.org/10.5065/D65D8PWK> (Utolsó elérés: 2020. augusztus 22.).
- Nelson MA, Brown MJ, Halverson SA, Bieringer PE et al. (2016): A case study of the Weather Research and Forecasting model applied to the Joint Urban 2003 tracer field experiment. Part 1: wind and turbulence. *Bound-Lay Meteorol* 158, 285–309.
- Nemes A (2002): Unsaturated Soil Hydraulic Database of Hungary: HUNSODA. *Agrokém Talajtan* 51, 17–26.
- Nemzeti Választási Iroda (2018) Országgyűlési képviselők választása 2018 – szavazóköri eredmények. <https://www.valasztas.hu/szavazokori-eredmenyek> (utolsó elérés: 2019. január 10.).
- Niyogi D, Pyle P, Lei M, Arya SP, Kishtawal CM, Shepherd M et al. (2011): Urban modification of thunderstorms: an observational storm climatology and model case study for the Indianapolis urban region. *J Appl Meteorol Clim* 50, 1129–1144.
- Noilhan J, Planton S (1989): A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon Weather Rev* 117, 536–549.
- Nunez M, Oke TR (1977): The energy balance of an urban canyon. *J Appl Meteorol* 16, 11–19.
- Offerle BD, Grimmond CSB, Fortuniak K, Pawlak W (2006): Intraurban differences of surface energy fluxes in a central European city. *J Appl Meteorol* 45, 125–136.
- Oke TR (1973): City size and the urban heat island. *Atmos Environ* 7, 769–779.
- Oke TR (1976): The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands. *Atmosphere* 14, 268–277.

- 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 Meteor Soc* 108, 1–24.
- Oke TR (1987): Boundary Layer Climates. 2nd ed. Routledge, 435p.
- Oke TR, Zeuner G, Jáuregui E (1992): The surface energy balance in Mexico City. *Atmos Environ* 26, 433–444.
- Oke TR (1995): The heat island of the urban boundary layer: characteristics, causes and effects. In: Wind Climate in Cities. Cermak JE, Davenport AG, Plate EJ, Viegas DX (szerk.), Kluwer Academic, 81–102.
- Oke TR (1998): An algorithmic scheme to estimate hourly heat island magnitude. Preprints. In: The 2nd Symposium on Urban Environment. American Meteorological Society, Albuquerque, USA, No. 6.1, 80–83.
- Oke TR (2004): Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites. IOM Rep. 81, WMO/TD-No. 1250, 47 p.
- Oke TR (2006): Towards better scientific communication in urban climate. *Theor Appl Climatol* 84, 179–190.
- Oke TR, Mills G, Christen A, Voogt JA (2017): Urban Climates. Cambridge University Press, 546p.
- Oleson KW, Bonan BG, Feddema J, Vertenstein M, Grimmond CSB (2008a): An urban parameterization for a global climate model. Part I: Formulation and evaluation for two cities. *J Appl Meteorol Clim* 47, 1038–1060.
- Oleson KW, Bonan GB, Feddema J, Vertenstein M, Grimmond CSB (2008b): An urban parameterization for a global climate model. Part II: Sensitivity to input parameters and the simulated heat island in offline simulations. *J Appl Meteorol Clim* 47, 1061–1076.
- Orlanski I (1975): A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *B Am Meteorol Soc* 56, 527–530.
- Papangelis G, Tombrou M, Dandou A, Kontos T (2012): An urban ‘green planning’ approach utilizing the Weather Research and Forecasting (WRF) modeling system. A case study of Athens, Greece. *Landscape Urban Plan* 105, 174–183.
- Parece TE, Li J, Campbell JB, Carrol D (2016): Assessing urban landscape variables' contribution to microclimates. *Adv Meteorol*, Article 8736263, 14 p.
- Parrish DF, Derber JC (1992): The National Meteorological Center's spectral statistical interpolation analysis system. *Mon Weather Rev* 120, 1747–1763.
- Pásztor L, Szabó J, Bakacsi Zs (2010): Digital processing and upgrading of legacy data collected during the 1:25 000 scale Kreybig soil survey. *Acta Geod Geophys Hu* 45, 127–136.
- Pathirana A, Deneke HB, Veerbeek W, Zevenbergen C, Banda AT (2014): Impact of urban growth-driven land use change on microclimate and extreme precipitation – A sensitivity study. *Atmos Res* 138, 59–72.
- Pearlmutter D, Bitan A, Berliner P (2005): Evaluation of urban surface energy fluxes using an open-air scale model. *J Appl Meteorol Clim* 44, 532–545.
- Perryman N, Dixon PG (2013): A radar analysis of urban snowfall modification in Minneapolis–St Paul. *J Appl Meteorol Clim* 52, 1632–1644.
- Pigeon G, Legain D, Durand P, Masson V (2007): Anthropogenic heat release in an old European agglomeration (Toulouse, France). *Int J Climatol* 27, 1969–1981.
- Porson A, Clark PA, Harman IN, Best MJ, Belcher SE (2010): Implementation of a new urban energy budget scheme in the MetUM. Part II: Validation against observations and model intercomparison. *Q J Roy Meteor Soc* 136, 1530–1542.
- Powers JG (2007): Numerical prediction of an Antarctic severe wind event with the Weather Research and Forecasting (WRF) Model. *Mon Weather Rev* 135, 3134–3157.
- Powers JG, Klemp JB, Skamarock WC, Davis CA, Dudhia J et al. (2017): The Weather Research and Forecasting Model: Overview, System Efforts, and Future Directions. *B Am Meteorol Soc* 98, 1717–1737.
- Qin Y (2015): Urban canyon albedo and its implication on the use of reflective cool pavements. *Energ Buildings* 96, 86–94.
- Quan JN, Gao Y, Zhang Q, Tie XX, Cao J, Han S, Meng J, Chen P, Zhao D (2013): Evolution of planetary boundary layer under different weather conditions, and its impact on aerosol concentrations. *Particuology* 11, 34–40.
- Rajagopalan P, Lim KC, Jamei E (2014): Urban heat island and wind flow characteristics of a tropical city. *Sol Energy* 107, 159–170.
- Ramamurthy P, Li D, Bou-Zeid E (2015): High-resolution simulation of heatwave events in New York City. *Theor Appl Climatol* 128, 89–102.
- Raupach MR, Antonia RA, Rajagopalan S (1991): Rough-wall turbulent boundary layers. *Appl Mech Rev* 44, 1–25.
- Raupach MR (1992): Drag and drag partition on rough surfaces. *Bound-Lay Meteorol* 60, 375–395.
- Richard Y, Emery J, Dudek J, Pergaud J, Chateau-Smith C et al. (2018): How relevant are local climate zones and urban climate zones for urban climate research? Dijon (France) as a case study. *Urban Clim* 26, 258–274.

- Roberts S, Oke TR, Grimmond CSB, Voogt JA (2006): Comparison of four methods to estimate urban heat storage. *J Appl Meteorol Clim* 45, 1766–1781.
- Rose L, Stallins JA, Bentley M (2008): Concurrent cloud-to-ground lightning and precipitation enhancement in the Atlanta, Georgia (United States), urban region. *Earth Interact* 12, 1–30.
- Rostom R, Lin YL (2015): Control parameters for track continuity of cyclones passing over the south-central Appalachian Mountains. *Weather Forecast* 30, 1429–1449.
- Rotach MW, Vogt R, Bernhofer D, Batchvarova E, Christen A, Clappier A et al. (2005): BUBBLE – an urban boundary layer meteorology project. *Theor Appl Climatol* 81, 231–261.
- Roth M (2000): Review of atmospheric turbulence over cities. *Q J Roy Meteor Soc* 126, 941–990.
- Rozenstein O, Qin Z, Derimian Y, Karnieli A (2014): Derivation of land surface temperature for Landsat-8 TIRS using a split window algorithm. *Sensors* 14, 5768–5780.
- Runnals KE, Oke TR (2000): Dynamics and controls of the near-surface heat island of Vancouver, British Columbia. *Phys Geogr* 21, 283–304.
- Ryu YH, Baik JJ, Lee SH (2011): A new single-layer urban canopy model for use in mesoscale atmospheric models. *J Appl Meteorol Clim* 50, 1773–1794.
- Sailor DJ, Fan H (2004): The importance of including anthropogenic heating in mesoscale modeling of the urban heat island. 84th Annual Meeting of the AMS, Symposium on Planning, Nowcasting, and Forecasting in the Urban Zone, Seattle, USA.
- Sailor DJ, Lu L (2004): A top-down methodology for developing diurnal and seasonal anthropogenic heating profiles for urban areas. *Atmos Environ* 38, 2737–2748.
- Sailor DJ (2011): A review of methods for estimating anthropogenic heat and moisture emissions in the urban environment. *Int J Climatol* 31, 189–199.
- Sailor DJ, Georgescu M, Milne JM, Hart MA (2015): Development of a national anthropogenic heating database with an extrapolation for international cities. *Atmos Environ* 118, 7–18.
- Salamanca F, Krpo A, Martilli A, Clappier A (2010): A new building energy model coupled with an urban canopy parameterization for urban climate simulations—part I. formulation, verification, and sensitivity analysis of the model. *Theor Appl Climatol* 99, 331–344.
- Salamanca F, Martilli A (2010): A new building energy model coupled with an urban canopy parameterization for urban climate simulations—part II. Validation with one dimension offline simulations. *Theor Appl Climatol* 99, 345–356.
- Salamanca F, Martilli A, Tewari M, Chen F (2011): A study of the urban boundary layer using different urban parameterizations and high-resolution urban canopy parameters with WRF. *J Appl Meteorol Clim* 50, 1107–1128.
- Salamanca F, Martilli A, Yague C (2012): A numerical study of the urban heat island over Madrid during the DESIREX (2008) campaign with WRF and an evaluation of simple mitigation strategies. *Int J Climatol* 32, 2372–2386.
- Salamanca F, Georgescu M, Mahalov A, Moustaoi M, Wang M (2014): Anthropogenic heating of the urban environment due to air conditioning. *J Geophys Res Atmos* 119, 5949–5965.
- Santamouris M (2014): Cooling the cities—A review of reflective and green roof mitigation technologies to fight heat island and improve comfort in urban environments. *Sol Energy* 103, 682–703.
- Schlünzen KH, Hoffmann P, Rosenhagen G, Riecke W (2010): Long-term changes and regional differences in temperature and precipitation in the metropolitan region of Hamburg. *Int J Climatol* 30, 1121–1136.
- Schmid PE, Niyogi D (2017): Modeling urban precipitation modification by spatially heterogeneous aerosols. *J Appl Meteorol Clim* 56, 2141–2153.
- Schultz DM, Sienkiewicz JM (2013): Using frontogenesis to identify sting jets in extratropical cyclones. *Weather Forecast* 28, 603–613.
- Shimadera H, Kondo A, Shrestha KL, Kitaoka K, Inoue Y (2015): Numerical evaluation of the impact of urbanization on summertime precipitation in Osaka, Japan. *Adv Meteorol*, 11p.
- Sedefian L, Bennet E (1980): A comparison of turbulence classification schemes. *Atmos Environ* 14, 741–750.
- Seibert P, Beyrich F, Gryning S, Joffre S, Rasmussen A, Tercier P (2000): Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmos Environ* 34, 1001–1027.
- Sievers U (2012): Das kleinskalige Strömungsmodell MUKLIMO_3 Teil 1: Theoretische Grundlagen, PC-Basisversion und Validierung, Berichte des Deutschen Wetterdienstes 240. Offenbach am Main, Németország, 136 p.
- Singh RK, Sharma RV (2017): Numerical analysis for ground temperature variation. *Geotherm Energy* 5, 22 p.
- Skamarock WC, Klemp JB, Dudhia J, Gill DO, Barker DM, et al. (2008): A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR, 113 p.
- Skarbit N, Stewart ID, Unger J, Gál T (2017): Employing an urban meteorological network to monitor air temperature conditions in the “local climate zones” of Szeged, Hungary. *Int J Climatol* 37, 582–596.

- Sugawara H, Narita T, Mikami T (2001): Estimation of effective thermal property parameter on a heterogeneous urban surface. *J Meteorol Soc Jpn* 79, 1169–1181.
- Sugár A (2011): A hőmérséklet hatásáról a villamosenergia- és gázfogyasztás példáján. *Statistikai Szemle* 89(4), 379–398.
- Sun CY, Brazel AJ, Chow 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.
- Stewart ID, Oke TR (2006): Methodological concerns surrounding the classification of urban and rural climate stations to define urban heat island magnitude. Preprints, Sixth International Conference on Urban Climate, Június 12–16, Göteborg, Svédország.
- Stewart ID, Oke TR (2012): ‘Local climate zones’ for urban temperature studies. *B Am Meteorol Soc* 93, 1879–1900.
- Stewart ID, Oke TR, Krayenhoff ES (2014): Evaluation of the local climate zone scheme using temperature observations and model simulations. *Int J Climatol* 34, 1062–1080.
- Szabó J, Pásztor L, Bakacsi Zs, Zágoni B, Csökli G (2000): Kreybig Digitális Talajinformatikai Rendszer (Előzmények, térinformatikai megalapozás). (Kreybig Digital Soil Information System) (Preliminaries, GIS establishment). *Agrokémia és Talajtan* 49, 265–276.
- Szűcsné Kerti A, Szűcs I (2007): Településföldrajz. Debreceni Egyetem Agrár- és Műszaki Tudományok Centruma Agrárgazdasági és Vidékfejlesztési Kar, Debrecen, 103 p.
- Taha H (1997): Urban climates and heat islands: albedo, evapotranspiration, and anthropogenic heat. *Energ Buildings* 25, 99–103.
- Tallapragada V, Bernardet L, Gopalakrishnan S, Kwon Y, Liu Q, Marchok T et al. (2013): Hurricane Weather Research and Forecasting (HWRF) Model: 2013 scientific documentation. Development Testbed Center, Boulder, USA, 103 p.
- Tapper N (1990): Urban influences on boundary layer temperature and humidity: Results from Christchurch, New Zealand. *Atmos Environ* 24, 19–27.
- Tennekes H (1973): The Logarithmic Wind Profile. *J Atmos Sci* 30, 234–238.
- Tewari M, Kusaka H, Chen F, Coirier WJ, Kim S, Wyszogrodzki A, Warner TT (2010): Impact of coupling a microscale computational fluid dynamics model with a mesoscale model on urban scale contaminant transport and dispersion. *Atmos Res* 96: 656–664.
- Theeuwes NE, Solcerova A, Steeneveld GJ (2013): Modeling the influence of open water surfaces on the summertime temperature and thermal comfort in the city. *J Geophys Res-Atmos* 118, 8881–8896.
- Theeuwes NE, Steeneveld GJ, Ronda RJ, Holtslag AAM (2017): A diagnostic equation for the daily maximum urban heat island effect for cities in northwestern Europe. *Int J Climatol* 37, 443–454.
- Thom AS (1971): Momentum Absorption by Vegetation. *Q J Roy Meteorol Soc* 97, 414–428.
- Touchaei AG, Wang Y (2015): Characterizing urban heat island in Montreal (Canada) – effect of urban morphology. *Sustain Cities Soc* 19, 395–402.
- Tumanov S, Stan-Sion A, Lupu A, Soci C, Oprea C (1999): Influences of the city of Bucharest on weather and climate parameters. *Atmos Environ* 33, 4173–4183.
- Unger J (1997): Városklimatológia – Szeged városklímája. *Acta Climatologica et Chorologica Universitatis Szegediensis* 31/B, 69 p.
- Unger J, Sümeghy Z, Zoboki J (2001): Temperature cross-section features in an urban area. *Atmos Res* 58, 117–127.
- Unger J, Sümeghy Z, Gál T, Szegedi S (2003): Cross-section profiles of the urban heat island. In: Klysis K, Oke TR, Fortuniak K, Grimmond CSB, Wibig J (szerk.): Proceed. Fifth International Conference on Urban Climate. Vol 1, University of Lodz, Łódź, Lengyelország, 159–162.
- Unger J (2006): Modelling of the annual mean maximum urban heat island with the application of 2 and 3D surface parameters. *Clim Res* 30, 215–226.
- Unger J, Gál T, Rakonczai J, Mucsi L, Szatmári J, Tobak Z, Van Leeuwen B, Fiala K (2010): Modeling of the urban heat island pattern based on the relationship between surface and air temperatures. *Idojaras* 114, 287–302.
- Unger J, Sümeghy Z, Kántor N, Gulyás Á (2012): Kisléptékű környezeti klimatológia. JATE Press, Szeged, 222 p.
- Unger J, Lelovics E, Gál T (2014): Local Climate Zone mapping using GIS methods in Szeged. *Hung Geogr Bull* 63, 29–41.
- Unger J, Gál T (2017): Városklíma. Szeged városklimatológiai vonatkozásai. GEOLITERA, Szeged, 108 p.
- United Nations (2014) World Urbanization Prospects: The 2014 Revision. Department of Economic and Social Affairs, Population Division, 32 p.
- Uno I, Wakamatsu S, Ueda H, Nakamura A (1992): Observed structure of the nocturnal urban boundary layer and its evolution into a convective mixed layer. *Atmos Environ* 26, 45–57.
- Unwin DJ (1980): The synoptic climatology of Birmingham's urban heat island, 1965–1974. *Weather* 35, 43–50.

- URBAN-PATH Project (2014): Evaluations and Public Display of Urban Patterns of Human Thermal Conditions. <http://urban-path.hu/>.
- van Hove LWM, Jacobs CMJ, Heusinkveld BG, Elbers JA, van Driel BL, Holtslag AAM (2015): Temporal and spatial variability of urban heat island and thermal comfort within the Rotterdam agglomeration. *Build Environ* 83, 91–103.
- Varentsov M., Wouters H., Platonov V., Konstantinov P (2018): Megacity-induced mesoclimatic effects in the lower atmosphere: a modeling study for multiple summers over Moscow, Russia. *Atmosphere* 9, 50.
- Voogt JA, Oke TR (2003): Thermal remote sensing of urban climate. *Remote Sens Environ* 86, 370–384.
- Wang SK, Kuo S (2001): Handbook of air conditioning and refrigeration. 2nd Edition. 1401 p.
- Wang X, Barker DM, Snyder CM, Hamill TM (2008): A hybrid ETKF-3DVAR data assimilation scheme for the WRF Model. Part I: Observing system simulation experiment. *Mon Weather Rev* 136, 5116–5131.
- Wang M, Yan X, Liu J, Zhang X (2013): The contribution of urbanization to recent extreme heat events and a potential mitigation strategy in the Beijing–Tianjin–Hebei metropolitan area. *Theor Appl Climatol* 114, 407–416.
- Wang H, Huang XY, Sun J, Xu D, Zhang M, Fan S, Zhong J (2014): Inhomogeneous background error modeling for WRF-var using the NMC method. *J Appl Meteorol Clim* 53, 2287–2309.
- Warren EL, Young DT, Chapman L, Muller C, Grimmond CSB (2016): The Birmingham Urban Climate Laboratory – a high density, urban meteorological dataset, from 2012–2014. *Nat Sci Data* 3, p. 160038.
- Wever N (2012): Quantifying trends in surface roughness and the effect on surface wind speed observations. *J Geophys Res* 117, D11104.
- White JM, Eaton FD, Auer AH Jr (1978): The net radiation budget of the St. Louis Metropolitan area. *J Appl Meteorol* 17, 593–599.
- Wilmers F (1991): Effects of vegetation on urban climate and buildings. *Energ Buildings* 15-16, 507–514.
- WMO (1996): Climate and Urban Development, WMO-No. 844, Genf, Svájc, 256 p.
- Wood R, Hartmann DL (2006): Spatial variability of liquid water path in marine low cloud: The importance of mesoscale cellular convection. *J. Climate* 19, 1748–1764.
- WRF User Guide (2019): User's guides for the Advanced Research WRF (ARW) modelling system, version 3. https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/contents.html (utolsó elérés: 2019. április 1.).
- Wyngaard JC (2004): Toward numerical modeling in the “Terra Incognita”. *J Atmos Sci* 61, 1816–1826.
- Wyszogrodzki AA, Miao S, Chen F (2012): Evaluation of the coupling between mesoscale-WRF and LES-EULAG models for dimulating fine-scale urban dispersion. *Atmos Res* 118, 324–345.
- Xu X, Xue M, Wang Y (2015): The genesis of mesovortices within a real-data simulation of a bow echo system. *J Atmos Sci* 72, 1963–1986.
- Xie M, Liao J, Wang T, Zhu K, Zhuang B et al. (2016): Modeling of the anthropogenic heat flux and its effect on regional meteorology and air quality over the Yangtze River Delta region, China. *Atmos Chem Phys* 16, 6071–6089.
- Yang X, Li Y, Luo Z, Chan PW (2017): The urban cool island phenomenon in a high-rise high-density city and its mechanisms. *Int J Climatol* 37, 890–904.
- Yang J, Ji Z, Chen D, Kang S, Fu C, Duan K, Shen M (2018): Improved land use and leaf area index enhances WRF-3DVAR satellite radiance assimilation: a case study focusing on rainfall simulation in the Shule River Basin during July 2013. *Adv Atmos Sci* 35, 628–644.
- Yue P, Zhang Q, Yang Y, Zhang L, Zhang H, Hao X, Sun X (2018): Seasonal and inter-annual variability of the Bowen smith ratio over a semi-arid grassland in the Chinese Loess Plateau. *Agr Forest Meteorol* 252, 99–108.
- Zhang N, Zhu L, Zhu Y (2011): Urban heat island and boundary layer structures under hot weather synoptic conditions: a case study of Suzhou City, China. *Adv Atmos Sci* 28, 855–865.
- Zheng D, Hunt ER Jr, Running SW (1993): A daily soil temperature model based on air temperature and precipitation for continental applications. *Clim Res* 2, 183–191.
- Zhong S, Yang XQ (2015): Ensemble simulations of the urban effect on a summer rainfall event in the Great Beijing Metropolitan Area. *Atmos Res* 153, 318–334.
- Zhou D, Zhao S, Liu S, Zhang L, Zhu C (2014): Surface urban heat island in China's 32 major cities: spatial patterns and drivers. *Remote Sens Environ* 152, 51–61.
- Zhou D, Xiao J, Bonafoni S, Berger C, Deilami K et al. (2019): Satellite remote sensing of surface urban heat islands: progress, challenges, and perspectives. *Remote Sens* 11, p. 48.
- Zhu K, Bayer P, Grathwohl P, Blum P (2015): Groundwater temperature evolution in the subsurface urban heat island of Cologne, Germany. *Hydrol Process* 25, 965–978.
- Zipper SC, Schatz J, Singh A, Kucharik CJ, Townsend PA, Loheide II SP (2016): Urban heat island impacts on plant phenology: intra-urban variability and response to land cover. *Environ Res Lett* 11, p. 054023.

Köszönetnyilvánítás

Elsőként szeretném a köszönetemet kifejezni témavezetőmnek, Dr. Gál Tamásnak, aki a doktori munkám során értékes meglátásaival és tanácsaival kijelölte a kutatás fő irányvonalait. Emellett azonban teret biztosított az egyéni kreativitásom fejlődéséhez is, amivel elindított az önálló kutatói lét rögzös útján.

Köszönettel tartozom Gyöngyösi András Zénónak is, akitől a WRF modellezési logikájáról és az adatfeldolgozás, valamint az adatvizualizáció optimalizációjáról tanulhattam sokat.

Hálás vagyok továbbá az Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék tanszékvezetőjének, Dr. Unger Jánosnak, hogy megteremtette a kutatásom feltételeit. Köszönöm egykori és jelenlegi kollégáimnak, Dr. Keveiné Dr. Bárány Ilonának, Dr. Gulyás Ágnesnek, Dr. Kovács Attilának, Dr. Kiss Mártonnak, Dr. Skarbit Nórának, Dr. Tanács Eszternek, Dr. Takács Ágnesnek, Dr. Kántor Noéminak, Csete Ákosnak, Yuchen Guonak, Kosztolányi Évának, Győri Zsuzsának, Fricke Cathynek, hogy a múltban és a közelmúltban kedvességükkel és bátorításukkal kellemes milliőt teremtettek a kutatáshoz.

Végül, de nem utolsósorban a családom és a barátaim szerepét kell kiemelnem, akik nélkül bizonyosan nem jutottam volna el oda, ahol jelenleg tartok. Köszönöm nektek is!

Summary

In my doctoral dissertation, I have compiled a modeling system that can be used for both research and forecasting of thermal modification of the complex urban surface, by adapting the WRF model to Szeged. The modeling system was optimized through four sensitivity studies for different segments of the settings. In order to verify the T_{n_WRF} , I have used high-resolution measurements of the local urban climate monitoring network, which may further increase the reliability of my results.

The first step of the adaptation included the review and modification of the static surface databases of WRF. By recognizing the inaccuracies of the default FAO soil texture database, I have replaced the soil types with the Hungarian developed DKSIS and the related hydraulic variables with MARTHA and HUNSODA data. In the case of urban land cover classes, which can decisively influence the efficiency of the simulations, the spatial distribution and variability of the default categories did not correspond to the real conditions either. For this reason, I have also updated the urban classes of the default land cover database, applying two different procedures. The first method was based on the supervised classification of Landsat-8 satellite images (three city classes) and the second was relied on the integration of an existing LCZ database (ten city classes) into the model. Natural (rural) surface categories were taken into account in both new databases with high-detail CORINE data developed solely for Europe.

Subsequently, I have modified the most important default geometric variables of urban surface types (e.g. H , R , W , F_{URB}) through a local three-dimensional building database. After developing a procedure, I also had the opportunity to estimate the basic thermodynamic parameters (e.g. C , ε , k) of roads, roofs and walls, which was realized on the basis of Google Earth satellite images and fieldwork. At the end of the process, more than 50 new UCPs were made available.

I continued to overwrite the default UCPs with Q_F , at first, by creating a raster population density database based on constituency information. The spatiotemporal distribution of the maximum Q_F ($Q_{F,max}$) in Szeged was estimated following three different methodologies (the equations of the LUCY global model, a regression relationship, the LCZ concept). These methods required, among other things, the knowledge of the dynamics of transport and residential energy consumption. These were derived from traffic count data and hourly

electricity and daily gas consumption profiles. Due to the differences in the three approximations, the calculated $Q_{F,max}$ varied over a wide range both in space and time (between 0.6 and 38 W m⁻²). However, a common feature of the $Q_{F,max}$ distributions was that the highest values peaked in the densely built-up and highly populated LCZ 2 and LCZ 5. Furthermore, the temporal maxima of $Q_{F,max}$ occurred during the winter days (approximately at 7 and 17 UTC), being in line with the traffic trends.

By recognizing that the measurements of the local urban climate monitoring network are not only suitable for evaluating the performance of the model, but can also function as input meteorological data for the model, I have preprocessed the local observations for 3DVar data assimilation. This procedure meant the conversion of the measured data to the so-called LittleR format, based on near-surface and upper atmospheric observations. Subsequently, I have developed a data assimilation strategy in which I have selected the spin-up time of the model and the stages of incorporating the different measurements (i.e. the assimilation steps).

Before starting the simulations presented in the dissertation, I have separated the fixed and variable settings of the model experiments. For the former, the position of the model domains, the horizontal grid spacing, the time step, the number of vertical levels, the most parameterization schemes and the soil texture database, and for the latter, the landuse databases, urban parameterization schemes and related UCPs, $Q_{F,max}$ databases and meteorological inputs were assigned. It was also important to designate the periods for which the thermal modification of the surface of Szeged can optimally be modeled. After a systematic analysis of local observations, I have selected two winter days (December 30–31, 2016) and two summer days (July 18–19, 2017).

The simulations were first aimed at determining the sensitivity of the model to urban land use datasets. A comparison of T_{n_WRF} and T_{n_MEGF} , defined using the USGS, modified CORINE, and LCZ databases, revealed that the strongest relationship between variables characterized the summer study period and WRF_LCZ run. Among the LCZs, the best modeling performance was carried out in LCZ 2 and LCZ 5, where r was very high (0.95), regardless of the analysed period.

The comparison of temperature time series suggested that the urban categories of the modified CORINE (LIR and HIR) and the USGS UBI were dominated by overestimations in winter and underestimations in summer. In the LCZs, there was no consensus on the sign and extent of model biases in the winter days, but in the summer days, the magnitude of the mean uncertainty was below 1°C. In the WRF_CORINE and WRF_LCZ simulations, the wintertime and summertime T_{n_WRF} were always (up to 1.5–2°C) higher than in the WRF_USGS experiment. The exception was reported on the nights of summer days when the difference (ΔT_{n_WRF}) was negative. The ΔT_{n_WRF} had a characteristic pattern in all cases and times of the day, which was explained by differences in the spatial distributions of urban classes and corresponding UCPs (e.g. F_{URB} , H/W , SVF).

The next sensitivity study ($WRF_ÉRZ2$) aimed to select the best urban surface parameterization scheme. It was also valid for these model experiments that the simulations of summer days proved to be more successful. Of the three model experiments in winter, the model clearly performed best with WRF_SLUCM ($r > 0.95$) in LCZ 2 and LCZ 5. In LCZ 6, the WRF_BEP multilayer scheme was the most successful ($r = 0.95$), and in LCZ 9, the simplest WRF_NOUCM had the largest performance ($r = 0.97$). In contrast to the slight summer underestimation of T_{n_MEGF} , there were variable overestimations in winter (0.1–2°C). The model bias between T_{n_WRF} and T_{n_MEGF} increased mostly on winter nights, however, the magnitudes were reduced (even by 2–3°C) by WRF_SLUCM .

The variability of the T_{n_WRF} on the winter nights between runs was well explained by the differences in the Q_{H_WRF} , which then exceeded, for example, 50 W m⁻² between the WRF_BEP and WRF_SLUCM experiments. During the summer, Q_{H_WRF} showed a greater agreement (mainly at night) in each runs. Remarkable vertical differences in wintertime air temperature (ΔT_{WRF}) were also outlined between the simulations. Presumably due to the larger (smaller) Q_{H_WRF} , WRF_BEP (WRF_SLUCM) assumed a warmer (colder) UBL compared to the WRF_NOUCM reference run. Based on the vertical distributions of ΔT_{WRF} , it was also evident that the most detailed vertical representation of T_{WRF} could be achieved with the multilayer BEP urban parameterization. However, possibly as a result of the horizontal grid spacing of 1.5 km, the temperature can be best approximated by the $SLUCM_{WRF}$ scheme near the surface.

The third model experiment discussed the effect of anthropogenic activity on T_{n_WRF} . The most important experience was that the activation of $Q_{F,max}$ did not reduced the model biases related the reference $WRF_NO_Q_F$, but it clearly increased the physical completeness

of the modeling system. It should also be noted that the relationship between T_{n_WRF} and $Q_{F,max}$ did not prove to be linear, as its strength was influenced by the average surface morphology, the time of day and the given landuse type. T_{n_WRF} increased by 2°C in the hours after sunrise in winter days (mostly in LCZ 2 and LCZ 6) by anthropogenic activities alone. In summer, this increase (ΔT_{n_WRF}) peaked around 1°C after sunset. Meanwhile, ΔT_{n_WRF} was not significant on winter or summer days either.

$Q_{F,max}$ had the impact not only near the surface but also at higher levels of the atmosphere. As a result of the heat flux surplus, the height of the inversion layer above the UBL was increased at most by 100 m, but was also higher in the other periods related to the $WRF_NO_Q_F$ case. In addition, in the summer UBL, w (max. 0.3 m s⁻¹) and TKE (max. 0.6 m² s⁻²) also had higher values above Szeged. The vertical distribution of the wintertime T_{WRF} suggested that the anthropogenic heat surplus (especially above the city center) could extend up to the lower 200 m of the UBL. This magnitude of the BLUHI was mostly influenced by the surface $Q_{F,max}$.

In *WRF_ÉRZA*, I sought an answer to the question of how the assimilation of local near-surface and upper atmospheric measurements could improve the modeling of T_n . The verification results suggested that the data assimilation procedure only intermittently reduced the modeling uncertainties. In the wintertime period, examined solely this time, the absolute error of T_{n_WRF} was smaller in *WRF_GFS* than in *WRF_ASSZIM* (MAE_{GFS} : 0.81°C, MAE_{ASSZIM} : 1.14°C). In both model experiments, the daytime model biases were larger, although *WRF_ASSZIM* also had difficulties in the hours after sunset on the second day (with an overestimation of 3–4°C). The most significant errors of *WRF_ASSZIM* occurred during the assimilation steps, which underlined an increase in their frequency in the future. Not only the T_{n_WRF} values, but also the temperature profiles differed in the *WRF_GFS* and *WRF_ASSZIM* simulations. Despite the well-detectable differences in the vertical distributions plotted in urban and rural grid points, the signs of the corresponding gradients were similar. Consequently, there was only some inconsistency between the two runs in determining the extent of the normal, isothermal and inversion layers.

After performing the model experiments, the optimal modeling configurations for simulating T_{n_MEGF} in Szeged was outlined. In order to get the fullest picture of the developed modeling system, I have tested the settings for days with various synoptic pattern, during a two-week period (July 3–16, 2017). In addition to T_{n_WRF} , I also made the verification of a_{WRF} , N_{CLD_WRF} , v_{WRF} , S_{WRF} and RR_{WRF} . The changes in the weather were captured well by the model, but their length and magnitude could not always be reproduced. The estimation of T_{n_MEGF} was completely successful, confirmed by mean r values of about 0.90. The MB for the whole period, with the exception of LCZ 2, was positive and below 1°C. The sign of the instantaneous bias changed continuously as a function of the synoptic pattern, so there were not systematic underestimations or overestimations of T_{n_MEGF} . The modeling of a had greater uncertainties than T_n , which evolved primarily during the frontal transitions. Connected to a_{WRF} , there was also an inconsistency between N_{CLD_MEGF} and N_{CLD_WRF} , manifested in an underestimation of N_{CLD_MEGF} . Rainfall associated with fronts was mostly interpreted well by the model, in contrast with the corresponding amounts. There were two days on which the estimation of RR was false positive or false negative. Reproductions of S_{MEGF} and v_{MEGF} , despite minor underestimations for the latter, proved to be reasonably accurate.

The thermal modification of the urban surface was characterized by the UHI intensity (ΔT_{UHI}) defined between the given urban LCZs and the rural LCZ D. ΔT_{UHI_MEGF} was generally underestimated by the model. In LCZ 2 and LCZ 5, maximum biases (about 1–1.5°C) may have resulted from inaccurate approximations of C and/or $Q_{F,max}$ (in LCZ 2)

and the open (block-like) building structure (in LCZ 5). In LCZ 6, meanwhile, an overestimation of ΔT_{UHI_MEGF} occurred, which may suggest excessive nocturnal Q_{H_WRF} and moderate cooling potential. The mean patterns of the ΔT_{UHI_MEGF} and ΔT_{UHI_WRF} isolines also confirmed that the model did not catch a well-defined maximum of UHI at the center of Szeged (LCZ 2). In the suburb, however, the observed and modeled spatial distributions of magnitudes (below 0.5°C) showed a good agreement.

Analysis of sensitivity studies and simulations for non-ideal days also revealed that, despite the favorable verification results, the modelling system can potentially progress in a number of areas. These include thermodynamic and Q_F -related UCPs, meteorological input data, and modeling of a , RR , and N_{CLD} . At the same time, I believe that the application of the existing model system also provides additional value compared to other models optimized for non-urban environments.

The temperature forecast with 1.5 km grid spacing could be the basis for, for example, a heatwave warning system, human comfort forecasts, residential energy consumption estimates, air pollution model inputs, agricultural yield estimates and precipitation forecasts. Accurate post-processing and visualization of the modeled data is key prior to the publication of the results. To do this, it is important to assess the needs of end-users, and then find the optimum between visibility, clarity, and content. One of the form of visualization can be layering data on zoomable maps, but care must be taken to include metadata for proper interpretation of scientific information.

By changing the variable configurations, the modeling system can be extended to other urban areas. For adaptation, data on geometric and thermodynamic UCPs, Q_F and representative LCZ classes should be collected. The generation of LCZ maps seems particularly cumbersome, although as a result of our Urban Climate Research Group, these maps will become soon available for most Hungarian cities. It is also important that the given city has an extensive measurement network, as the model can only be developed and fine-tuned on this basis. As such detailed observations are only available in a limited number of urban areas, I will have to guarantee even more universal applicability for the modeling system compiled during my doctoral work.

Függelék

A1a. táblázat Az LCZ kategóriákhoz kapcsolódó felszíngeometriai mérőszámok értéktartományai
(Stewart és Oke, 2012)

LCZ / Kategória	SVF	H/W	λ_p	λ_i	λ_v	H	Felszíni érdességi csoport
LCZ 1	0,2–0,4	> 2	40–60	40–60	< 10	> 25	8
LCZ 2	0,3–0,6	0,75–2	40–70	30–50	< 20	10–25	6–7
LCZ 3	0,2–0,6	0,75–1,5	40–70	20–50	< 30	3–10	6
LCZ 4	0,5–0,7	0,75–1,25	20–40	30–40	30–40	> 25	7–8
LCZ 5	0,5–0,8	0,3–0,75	20–40	30–50	20–40	10–25	5–6
LCZ 6	0,6–0,9	0,3–0,75	20–40	20–50	30–60	3–10	5–6
LCZ 7	0,2–0,5	1–2	60–90	< 20	< 30	2–4	4–5
LCZ 8	> 0,7	0,1–0,3	30–50	40–50	< 20	3–10	5
LCZ 9	> 0,9	0,1–0,25	10–20	< 20	60–80	3–10	5–6
LCZ 10	0,6–0,9	0,2–0,5	20–30	20–40	40–50	5–15	5–6
LCZ A	< 0,4	> 1	< 10	< 10	> 90	3–30	8
LCZ B	0,5–0,8	0,25–0,75	< 10	< 10	> 90	3–15	5–6
LCZ C	0,7–0,9	0,25–1	< 10	< 10	> 90	< 2	4–5
LCZ D	> 0,9	< 0,1	< 10	< 10	> 90	< 1	3–4
LCZ E	> 0,9	< 0,1	< 10	> 90	< 10	< 0,25	1–2
LCZ F	> 0,9	< 0,1	< 10	< 10	> 90	< 0,25	1–2
LCZ G	> 0,9	< 0,1	< 10	< 10	> 90	–	1

A1b. táblázat Az LCZ kategóriákhoz kapcsolódó energetikai mérőszámok értéktartományai
(Stewart és Oke, 2012)

LCZ / Kategória	μ [$\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1/2} \text{K}^{-1}$]	α [-]	Q_F [W m^{-2}]
LCZ 1	1500–1800	0,10–0,20	50–300
LCZ 2	1500–2200	0,10–0,20	< 75
LCZ 3	1200–1800	0,10–0,20	< 75
LCZ 4	1400–1800	0,12–0,25	< 50
LCZ 5	1400–2000	0,12–0,25	< 25
LCZ 6	1200–1800	0,12–0,25	< 25
LCZ 7	800–1500	0,15–0,35	< 35
LCZ 8	1200–1800	0,15–0,25	< 50
LCZ 9	1000–1800	0,12–0,25	< 10
LCZ 10	1000–2500	0,12–0,20	> 300
LCZ A	1000–1800	0,10–0,20	0
LCZ B	1000–1800	0,15–0,25	0
LCZ C	700–1500	0,15–0,30	0
LCZ D	1200–1600	0,15–0,25	0
LCZ E	1200–2500	0,15–0,30	0
LCZ F	600–1400	0,20–0,35	0
LCZ G	1500	0,02–0,10	0

A2. táblázat A mintaterület természetes felszínosztályainál alkalmazott (alapértelmezett) felszíni paraméterek (*LANDUSE.TBL*). A táblázatban szereplő változók a következők (zárójelben a téli értékek): ALBD – Albedó, SLMO – Elérhető talajnedvesség (%), SFEM – Felszíni emisszivitás, SFZ0 – Felszín érdességi hossza [$\cdot 10^{-2}$ m], THERIN – Hőátadási tényező [$\cdot 4,314 \cdot 10^2 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ s}^{-1/2}$], SFHC – Felszíni hőkapacitás [$\text{J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$]

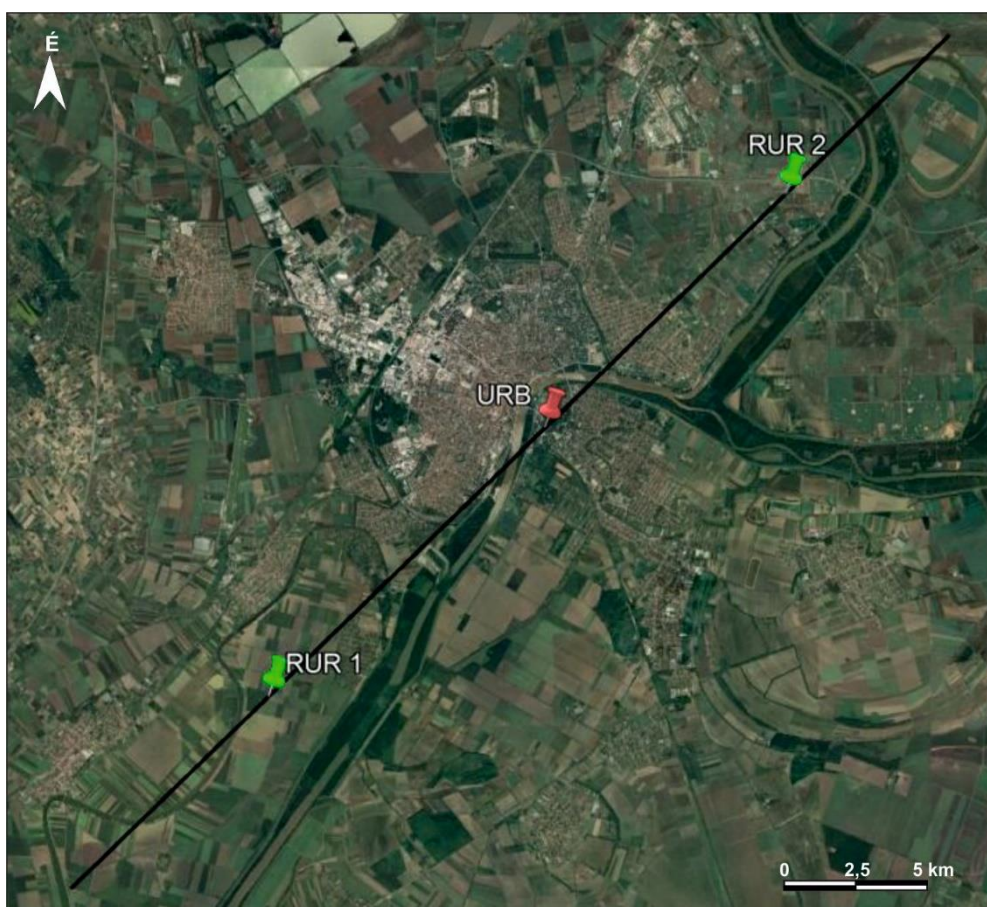
USGS kategória	ALBD	SLMO	SFEM	SFZ0	THERIN	SFHC
2	17 (20)	0,3 (0,6)	0,99 (0,92)	15 (5)	4	$2,50 \cdot 10^6$
5	18 (20)	0,25 (0,4)	0,98 (0,92)	14 (5)	4	$2,50 \cdot 10^6$
6	16 (20)	0,35 (0,6)	0,99 (0,93)	20	4	$2,50 \cdot 10^6$
16	8	1	0,98	0,01	6	$9 \cdot 10^{25}$
18	14	0,35 (0,7)	0,95	40	5 (6)	$4,18 \cdot 10^6$

A3. táblázat A mintaterület természetes felszínosztályainál alkalmazott (alapértelmezett) vegetációs paraméterek (*VEGPARM.TBL*). A táblázatban szereplő változók a következők: ALB – Albedó, EMISS – Emisszivitás, Z0 – Felszín érdességi hossza [m], LAI – Levélfelületi index [$\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$], RS – Sztómaellenállás [s m^{-1}], RGL – Sugárzási stressz paraméter, HS – Telítési hiánnyal kapcsolatos együttható

USGS kategória	RS	RGL	HS	LAI	ALB	EMISS	Z0
2	40	100	36,25	1,56–5,68	0,17–0,23	0,920–0,985	0,05–0,15
5	40	100	36,25	2,29–4,29	0,18–0,23	0,920–0,980	0,05–0,14
6	70	65	44,14	2,00–4,00	0,16–0,20	0,930–0,935	0,20
16	100	30	51,75	0,01	0,08	0,980	0,0001
18	100	30	51,93	2,00–5,80	0,14	0,950	0,40



A1. ábra A szegedi épületadatbázis (Unger, 2006) épületeinek felülnézeti képe a Széchenyi tér környékén



A2. ábra Az 5.3., 5.4. és 5.5. fejezetekben alkalmazott DNY-ÉK-i keresztmetszet tengelye. A RUR 1, RUR 2 és URB pontok az 5.31. ábránál részletezett profilok helyeit jelölik