نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی سال سیزدهم، شماره ۳۰، پاییز ۹۲

کاربرد تکنیک های خودهمبستگی فضایی در تحلیل جزیره حرارتی شهر تهران

دریافت مقاله:۹۱/۶/۱۶ پذیرش نهایی: ۹۱/۹/۲۱
صفحات: ۹۰-۶۷

علیرضا صادقی نیا: دانشجوی دکتری اقلیم شناسی در برنامه ریزی محیطی، دانشگاه خوارزمی، تهران[۱]
Email: a_sadeghinia@yahoo.com
بهلول علیجانی: استاد دانشکده علوم جغرافیایی و مدیر قطب علمی تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، دانشگاه خوارزمی
Email: bralijani@gmail.com
پرویز ضیائیان: دانشیار دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران
Email: zeaiean@tmu.ac.ir
شهریار خالدی: دانشیار گروه جغرافیا، دانشگاه شهید بهشتی
Email: shahriar_khaledi6@yahoo.com

چکیده

در این پژوهش با استفاده از تصاویر چند زمانه لندست TM تغییرات فضایی – زمانی جزیره حرارتی تهران مورد بررسی قرار گرفت. تصاویر مطالعه شده مربوط به دوره زمانی ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰ هستند(۱۳ تصویر). ابتدا الگوریتم تک باندی کین و همکارانش(۲۰۰۱)برای استخراج دما از باند حرارتی تصاویر لندست TM استفاده شد. سپس با استفاده از روشهای تحلیل خودهمبستگی فضایی عمومی و محلی تغییرات فضایی و زمانی دمای سطحی بررسی شد. نتایج تحلیل خودهمبستگی فضایی عمومی نشان داد که داده های دمای سطحی تهران دارای ساختار فضایی بوده و به شکل خوشه ای توزیع شده اند. علاوه بر آن، بین سالهای ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰ مقدار خودهمبستگی فضایی افزایش یافته و متغیر دما تمایل بیشتری به متمرکز شدن و خوشه ای شدن در فضا پیدا کرده است. با توجه به نتایج خودهمبستگی فضایی عمومی دو نتیجه ی مهم حاصل شد: ۱- در طول دوره مطالعه خوشه های حرارتی جدیدی در شهر تهران شکل گرفته اند. ۲- وسعت فضایی خوشه های حرارتی قبلی رو به افزایش رفته است. جهت روشن شدن ماهیت خوشه های دمایی (داغ یا خنک بودن خوشه ها) و بررسی تغییرات فضایی آنها از آماره ی خودهمبستگی فضایی محلی استفاده شد. نتایج این بخش تقویت و گسترش خوشه های داغ و تضعیف

---

[۱]. **نویسنده مسئول**: تهران- خیابان شهید مفتح- دانشگاه خوارزمی- دانشکده علوم جغرافیایی- گروه آب و هواشناسی

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

خوشه های خنک را تایید نمود. بررسی و مقایسه ی پراکندگی فضایی نقاط بالا- بالا و پایین- پایین در طول دوره مطالعه نشان داد که بین سالهای ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰ به علت از بین رفتن نیمی از پوشش گیاهی نواحی غرب و جنوب غربی تهران(مناطق ۱۸، ۱۹، ۲۱ و ۲۲) خوشه های خنک مستقر بر این نواحی کوچک یا ناپدید شده اند و خوشه های داغ جدیدی در این نواحی شکل گرفته اند. در نتیجه ی این تغییرات جزیره حرارتی که در سال ۱۹۸۶ بر روی فرودگاه مهرآباد(منطقه۹) و بخشهایی از مناطق ۲۱ و ۲۲ حاکم بوده است، در طول این ۲۵ سال به سمت غرب و جنوب غرب گسترش یافته و مساحت بیشتری را اشغال کرده است. همچنین هسته های حرارتی کوچکی در جنوب و غرب منطقه ۱۹ ظهور یافته است. علاوه بر آن به علت تخریب و نابودی بخش مهمی از باغات مناطق شمالی تهران(به خصوص شمیرانات) خوشه های خنک مستقر در این نواحی تضعیف شده اند.

کلیدواژگان: جزیره حرارتی، تغییرات فضایی- زمانی جزیره حرارتی، تحلیل خودهمبستگی فضایی عمومی و محلی ، شاخص موران، تهران،

مقدمه

بررسی اثرات افزایش دمای شهرها که جزیره حرارتی شهری نامیده می شود یکی از گسترده ترین مطالعاتی بوده که در رابطه با تغییرات محیطی ناشی از شهرنشینی انجام شده است. شاید بتوان گفت که آشکارترین مثال تاثیر انسان بر روی اقلیم در مقیاس محلی و منطقه ای پدیده جزیره حرارتی شهری می باشد(Lansberg, 1981: 84). پدیده شهرنشینی با تبدیل پوشش طبیعی به نواحی ساخته شده تاثیر بزرگی روی اقلیم در مقیاس میکرو و متوسط دارد(Zoran, 2010: 2). اثر جزیره حرارتی ابتدا در لندن و شهرهای اروپایی دیگر در دهه ی ۱۹۳۰ مشاهده شد و به دنبال آن در شهرهایی مانند نیویورک و شیکاگو مشاهده گردید. پدیده مزبور هم اکنون یک پدیده مهم محیطی به شمار می رود و هر کجا که شهرهای بزرگ وجود دارند اثر جزیره حرارتی نیز دیده می شود(Yamamoto, 2006: 66). یکی از پارامترهای مهم در مطالعه محیط حرارتی شهرها دمای سطح زمین[1] است. جهت مطالعه ی دمای سطح شهرها مدل های عددی و فیزیکی پیشرفته ای توسعه داده شده است. مدل های نامبرده شامل مدل های بیلان

[1]. Land Surface Temperature

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

انرژی(Oke et al., 1999: 5; Tong et al., 2005: 3)، مدل های آزمایشگاهی(Cendese and Monti, 2003: 7)، مدلهای گاوسین(Streutker, 2000: 5) و شبیه سازی های دیگر هستند. در بین مدل ها وشبیه سازی ها، تحلیل های آماری نقش مهمی در مرتبط نمودن دمای سطحی با ویژگیها و خصوصیات سطح زمین بویژه در یک مقیاس جغرافیایی بزرگ ایفا می کنند(Bootyan and Unger, 2003: 8). به منظور یافتن بینشی عمیق تر در مورد رفتار حرارتی و اقلیم شهر به پژوهش های بیشتری نیاز داریم تا ارتباط درجه حرارت سطحی را با کاربری/پوشش زمین و متغیرهای بیوفیزیکی کشف نماییم(Xiao et al., 2008: 2).

تهران پایتخت جمهوری اسلامی ایران از دهه ی ۱۹۹۰ یک توسعه ی سریع شهری را تجربه کرده است. تهران یک مرکز کلیدی برای تولید، سکونت، تجارت، توزیع و حمل و نقل در کشور ایران است. با داشتن جمعیتی در حدود ۸ میلیون نفر اولین شهر پرجمعیت ایران می باشد(نامداری، ۱۳۸۸). توسعه شهری شتاب یافته و فقدان برنامه ریزی مناسب تاثیرات مهمی روی محیط حرارتی آن بر جای گذاشته است. مطالعات اخیر نشان می دهد که دماهای کمینه تهران نسبت به ایستگاه ورامین افزایش یافته است که نمایانگر آزاد شدن انرژی گرمایی بیشتر در تهران نسبت به حومه ی آن است(رنجبر سعادت آبادی و همکاران، ۱۳۸۴). همچنین نتایج تحقیقات علیجانی(۱۳۸۷) در مورد دمای تهران در دوره ی ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۵ نشانگر تغییر شرایط اقلیمی تهران است. علیجانی(۱۳۸۷) با توجه به تحقیقات انجام شده اعلام کرد که میانگین دمای تهران در طول این دوره روند صعودی معنی داری داشته است و شبهای تهران نسبت به سالهای گذشته گرمتر شده است. همچنین در حالی که دماهای کمینه تهران افزایش معنی داری داشته است، تعداد روزهای یخبندان در طول این دوره کاهش چشمگیری داشته است. مطالعات مربوط به جزیره حرارتی تهران(نامداری، ۱۳۸۸؛ ملک پور و طالعی،۱۳۸۹ ، ص۴۱؛ ملک پور و طالعی، ۱۳۹۰، ص۱۰۱) نشان می دهد که اثر جزیره حرارتی تهران بارزتر شده است و همگام با رشد و توسعه ی کلان شهر تهران خصوصیات فضایی و زمانی جزیره حرارتی تغییر کرده است. با توجه به نقش و اهمیت برجسته ای که کلان شهر تهران در تمام زمینه های اقتصادی، سیاسی، فرهنگی و اجتماعی دارد، مطالعه ی ساختار فضایی درجه حرارت سطح زمین و اثرات جزیره حرارتی تهران از اهمیت خاصی برخوردار است. با شناخت محیط حرارتی می توان از اثرات نامطلوب آن بر اکوسیستم های تحت تاثیر شهر کاهش داد و شرایط مناسب تری جهت آسایش و رفاه انسان ایجاد نمود. این تحلیل اطلاعات سودمندی برای طراحان شهری فراهم می کند تا بتوانند بطور موثری اثرات جزیره حرارتی را کاهش دهند و محیط مناسب تری برای زندگی در تهران فراهم نمایند. در این مطالعه تکنیک های سنجش

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی در جهت تجزیه و تحلیل الگوهای فضایی-زمانی دمای سطح زمین و اکتشاف فاکتورهایی که در تغییرات درجه حرارت سطحی موثر بوده اند با یکدیگر تلفیق شدند. این مطالعه اطلاعات مربوط به دمای سطحی را از داده های سنجش از دور استخراج کرد و با کمک روشهای تحلیل خودهمبستگی فضایی، تغییرات فضایی و زمانی دمای سطحی تهران را بین سالهای ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰ شناسایی نمود.

مواد و روش ها

داده ها و پیش پردازش تصاویر

در این پژوهش ۱۳ تصویر از تصاویر چند زمانه لندست TM استفاده شد. این تصاویر محدوده زمانی ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰ را پوشش می دهند و از نظر زمانی مربوط به دوره گرم سال (ژوئن تا آگوست) هستند. علاوه بر تصاویر TM، جهت انجام تصحیحات هندسی تصاویر از نقشه های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ تهران استفاده شد و کلیه تصاویر به سیستم مختصات UTM انطباق داده شد. در تصحیح تمام تصاویر، خطای RMS کمتر از ۰,۵ حاصل شد. همچنین جهت محاسبه ی پارامترهای مربوط به استخراج دما از داده های هواشناسی ساعتی ایستگاههای سینوپتیک مستقر در شهر تهران(مهرآباد، ژئوفیزیک، دوشان تپه، چیتگر و اقدسیه) استفاده شد.

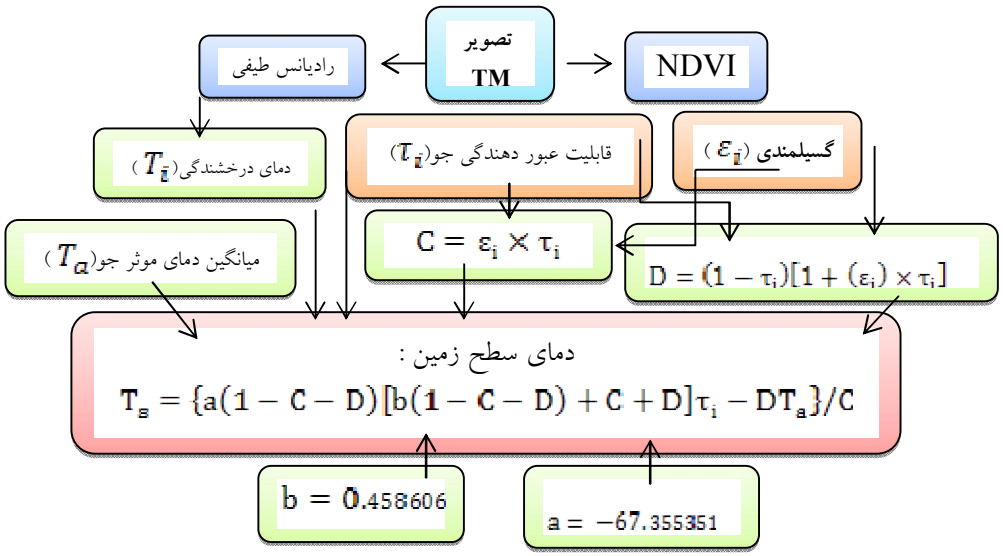
روش کار

روش استخراج دمای سطح زمین

ماهواره ی لندست از نسل های مختلفی تشکیل شده است و برای مدت طولانی است که به پایش سطح زمین می پردازد. داده های این ماهواره برای مطالعه تغییرات جهانی و مطالعات مربوط به کشاورزی، زمین شناسی، برنامه ریزی منطقه ای و محیط های شهری استفاده شده است. داده های باند حرارتی سنجنده TM تابش سطح زمین را در محدوده طیفی ۱۰/۴ تا ۱۲/۵ میکرومتر ثبت می کند. تاکنون روش های زیادی برای استخراج دمای سطح زمین از باند حرارتی سنجنده TM ارائه شده است(Qin et al., 2001; Sobrino et al., 2004; Jimenez-Munoz and Sobrino, 2003).در سال ۲۰۰۱، کین و همکارانش(۲۰۰۱) الگوریتم تک باندی را براس استخراج دما از باند حرارتی سنجنده TM ارائه نمودند. آنها بعد از ارزیابی میزان دقت مدل، مقدار خطای آن را کمتر از ۱/۱ درجه سانتیگراد ارزیابی نمودند. در سالهای اخیر پژوهش های متعددی از این روش برای استخراج دما از تصاویر TM و ETM استفاده نموده اند(Sun et

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

al., 2010; Dai et al., 2010; Liu and Zhang, 2011). لو و هانگ(۲۰۱۱) میزان خطای این مدل را ۰/۷ درجه سانتیگراد تخمین زدند و معتقدند که این روش برای تصاویر TM از دقت بالایی برخوردار است. بر اساس معادله ی انتقال رادیانس حرارتی، الگوریتم تک باندی نامبرده نیازمند سه پارامتر است: ۱- قابلیت عبوردهندگی جو ۲- میانگین دمای موثر جو ۳- گسیلمندی سطحی. برای محاسبه پارامتر اول و دوم (قابلیت عبور دهندگی جو و میانگین دمای موثرجو) نیازمند دو پارامتر هواشناسی هستیم که می بایست همزمان با عبور ماهواره از روی منطقه مطالعه اندازه گیری شده باشند. پارامترهای مورد نظر دمای هوای نزدیک سطح زمین و مقدار بخار آب جو هستند. این داده ها از سازمان هواشناسی ایران تهیه شدند و با استفاده از آنها میانگین دمای موثر جو و قابلیت عبوردهندگی جو بدست آمد. سومین پارامتر مورد نیاز گسیلمندی است که برای محاسبه ی آن از شاخص NDVI استفاده شد. بقیه ی پارامترهای مورد نیاز از هدر فایل موجود در داده های تصاویر TM تهیه شد. مدل استخراج دما با استفاده از ابزار ساخت مدل فضایی[1] موجود در نرم افزار ERDAS 9.1 طراحی شد. روندنما و جزئیات مربوط به روش استخراج دما به شرح زیر است:



شکل (۱) روندنمای استخراج دمای سطح زمین

[1]. spatial modeler module

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

الف- تبدیل اعداد رقومی (DN) به رادیانس طیفی

به منظور تبدیل اعداد رقومی به رادیانس طیفی از رابطه ی زیر استفاده شد (Liu and Zhang, 2011). (رابطه ۱)

$$L_\lambda = L_{min} + \left[\frac{(L_{max}-L_{min})Qcal}{(Qcal_{max}-Qcal_{min})}\right]$$

که در این رابطه: $(Qcal = DN)$؛ $(Qcal_{max} = 255)$؛ $(Qcal_{min} = 1)$؛ $(L_{max} = 15.303)$؛ $(L_{min} = 1.238)$ می باشد.

ب- تبدیل رادیانس طیفی(L) به دمای درخشندگی(دمای موثر در سنجنده:BT) بر حسب کلوین : (رابطه ۲)

$$BT = \frac{K_2}{\left\{L_n\left[\frac{K_1}{L}+1\right]\right\}}$$

BT: دمای موثر در سنجنده بر حسب کلوین؛ K_2 : ثابت کالیبراسیون دوم(ثابت تصحیح دوم): ۱۲۶۰/۵۶ کلوین؛ K_1 : ثابت کالیبراسیون اول(ثابت تصحیح اول): ۶۰۷/۷۶ برحسب $W\ m^{-2}$؛ L : رادیانس طیفی سنجنده ($W\ m^{-2}\ sr^{-1}\ um^{-1}$)

ج- محاسبه ی گسیلمندی (توان تشعشعی سطح زمین):

در حقیقت گسیلمندی را می توان با استفاده از شاخص NDVI برآورد نمود(Van de Griend and Owe, 2003; Zhang et al., 2006; Sobrino et al., 2004). ابتدا شاخص NDVI با استفاده از باندهای مرئی و مادون قرمز نزدیک تصاویر TM محاسبه شد.

$$NDVI = \frac{band4-band3}{band4+band3}$$

در این روش از آستانه گذاری NDVI استفاده شد: الف: (NDVI < ۰/۲): در این مورد پیکسل مربوط است به خاک خشک است و میزان گسیلمندی آن برای باند حرارتی لندست ۰/۹۷ می باشد(Sobrino et al., 2004). ب: (۰/۵ >NDVI): پیکسل های با ارزش NDVI بزرگتر از۰/۵ مناطق با پوشش گیاهی کامل را نشان می دهد و مقدار ثابت گسیلمندی آنها ۰/۹۹ تخمین زده شده است (Sobrino et al., 2004). ج: (۰/۵ ≥NDVI≥ ۰/۲): در این مورد پیکسل ترکیبی از پدیده های مختلف است و مقدار گسیلمندی با استفاده از رابطه ۳ محاسبه شده است. (رابطه ۳)

$$\varepsilon = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_s(1-P_v) + d\varepsilon$$

ε_v: گسیلمندی پوشش گیاهی: ۰/۹۹، ε_s: گسیلمندی خاک: ۰/۹۷، P_v: درصد پوشش گیاهی که با استفاده از رابطه ۴ بدست آمد (Sobrino et al., 2004). (رابطه۴)

$$P_v = \left[\frac{NDVI-NDVI_{min}}{NDVI_{max}-NDVI_{min}}\right]^2 \qquad NDVI_{max} = 0.5\ ,\ NDVI_{min} = 0.2$$

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

$d\varepsilon =$ اثر توزیع هندسی سطوح طبیعی و همچنین انعکاس درونی آنها را نشان می دهد. برای سطوح هموار این بخش قابل اغماض است، اما برای سطوح ناهمگن و همچنین سطوح ناهموار به صورت تقریبی با استفاده از رابطه ۵ به دست می آید:

$$d\varepsilon = (1-\varepsilon_s)(1-P_v)F\varepsilon_v \quad \text{(رابطه ۵)}$$

F : ضریب شکل است که مقدار میانگین آن با فرض توزیع هندسی متفاوت سطوح ۰/۵۵ می باشد (Sobrino et al., 1990).

د- محاسبه ی قابلیت عبوردهندگی جو

برای تخمین قابلیت عبوردهندگی جو از مقدار بخار آب استفاده شد (Sun et al., 2010; Qin et al., 2001). ۱- محاسبه ی بخار آب: به منظور محاسبه ی بخار آب از رابطه ی ۶ استفاده گردید (Yang and Qiu, 1996; Liu, 2011). (رابطه ۶)

$$W_i = 0.0981 \times \left\{10 \times 0.6108 \times \exp\left[\frac{17.27 \times (T_0 - 273.15)}{237.3 + (T_0 - 273.15)}\right] \times RH\right\} + 0.1697$$

که در رابطه بالا، W_i : مقدار بخار آب (g/cm^2)، T_0 : دمای هوای نزدیک سطح زمین(کلوین) و RH مقدار رطوبت نسبی است. در مورد پارامترهای دمای هوای نزدیک سطح زمین و رطوبت نسبی از میانگین پنج ایستگاه هواشناسی که درمحدوده ی شهر تهران قرار داشتند استفاده شد. ۲- تخمین قابلیت عبوردهندگی جو: برای محاسبه قابلیت عبوردهندگی جو با توجه به زمان سال و مقدار بخار آب (w_i) از روابط موجود در جدول ۱ استفاده شد(Qin et al., 2001):

جدول (۱) روابط مربوط به برآورد قابلیت عبوردهندگی جو

شرایط دمایی	مقدار بخار آب $(w_i)(g/cm^2)$	معادله ی برآورد عبوردهندگی جو (τ_6)
دمای هوا بالا باشد	۰/۴-۱/۶	$0.974290 - 0.08007 \times w_i$
	۱/۶-۳	$1.031412 - 0.11536 \times w_i$
دمای هوا پایین باشد	۰/۴-۱/۶	$0.982007 - 0.09611 \times w_i$
	۱/۶-۳	$1.053710 - 0.14142 \times w_i$

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

ه- محاسبه ی میانگین دمای موثر جو:

برای محاسبه ی میانگین دمای موثر جو با توجه به موقعیت جغرافیایی شهر تهران از رابطه ی ۷ استفاده شد(Qin et al., 2001):

$$T_a = 16.0110 + 0.92621 \times T_0 \quad \text{(رابطه ۷)}$$

در رابطه بالا T_a : میانگین دمای موثر جو و T_0 : دمای هوای نزدیک سطح زمین(کلوین) است.

و- استخراج نهایی دمای سطح زمین:

در پایان با داشتن پارامترهای ذکر شده معادله ی زیر بدست آمد. (رابطه ۸)

$$T_s = \{a(1-C-D)[b(1-C-D)+C+D]\tau_i - DT_a\}/C$$

در این رابطه: $a = -67.355351$ ، $b = 0.458606$ ، $C = \varepsilon_i \times \tau_i$ ، $D = (1-\tau_i)[1+(\varepsilon_i)\times\tau_i]$ ، T_s : دمای سطح زمین ؛ T_i : دمای موثر در اتمسفر (دمای درخشندگی) ؛ T_a : میانگین دمای موثر جو ؛ τ_i : قابلیت عبور دهندگی جو و ε_i : میزان گسیلمندی می باشند.

تحلیل اکتشافی فضایی- زمانی دمای سطح زمین

به منظور رسیدن به هدف اصلی این پژوهش یعنی شناسایی تغییرات فضایی- زمانی دمای سطحی تهران از روشهای تحلیل اکتشافی داده های فضایی استفاده شد[1]. این روشها به دنبال آشکارسازی الگوهای فضایی داده ها هستند(Uthman et al., 2009). روشها و نحوه بکارگیری هر یک از آنها در ادامه تشریح شده است:

الف- تحلیل خودهمبستگی فضایی عمومی (آماره ی موران عمومی)[2]

تحلیل خودهمبستگی فضایی عمومی را می توان برای توصیف ویژگیهای فضایی یک متغیر در کل یک ناحیه به کار برد و با استفاده از آن میانگین تفاوت فضایی بین تمام سلولهای فضایی و سلولهای مجاور آنها را شناسایی کرد. در این پژوهش از آماره ی موران عمومی برای اندازه گیری خودهمبستگی فضایی داده های دمای سطح زمین استفاده شد. آماره ی موران عمومی بصورت زیر محاسبه می شود (Goodchild, 1986):

$$I = \frac{N}{S_0} \times \frac{\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{N} w_{ij}(x_i-\bar{x})(x_j-\bar{x})}{\sum_{j=1}^{N}(x_i-\bar{x})_i^2} \quad \text{(رابطه ۹)}$$

[1]. Exploratory spatial data analysis(ESDA)
[2]. The global Moran's I statistic

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

بطوریکه N : تعداد سلول ها(مشاهدات فضایی)، x_i : مقدار مشاهده شده ی سلول i ، $\bar{x}$ میانگین x_i ها می باشد که از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$\bar{x} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} x_i$$ (رابطه ۱۰)

و S_0 از طریق رابطه زیر به دست می آید:

$$w_{ij}s_o = \sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{N} w_{ij}$$ (رابطه ۱۱)

مقدار وزن فضایی بین سلول i و سلول j می باشد که محدوده ی تاثیر وابستگی ساختار فضایی را نشان می دهد و بر اساس ارتباط همجواری(همسایگی) تعیین می شود. بعد از اینکه آماره ی موران عمومی برای داده های دمای سطح زمین محاسبه شد، نمره Z استاندارد شده آماره ی مزبور بوسیله ی رابطه زیر محاسبه می شود تا از آن برای آزمون معنی داری آماری نتایج استفاده شود. (رابطه ۱۲)

$$Z(I) = \frac{I - E(I)}{s(I)}$$

E(I) و S(I) به ترتیب میانگین و انحراف معیار آماره موران عمومی می باشند. برای تشخیص اینکه آیا نمره Z بدست آمده از نظر آماری معنی دار است یا نه، آن را با یک سطح اطمینان خاص مقایسه می کنند، برای مثال اگر سطح اطمینان ما ۰/۰۵ باشد، نمره Z به دست آمده در صورتی معنی دار است که کمتر از ۱/۹۶- و یا بزرگتر از ۱/۹۶ باشد. دامنه مقادیر موران جهانی بین ۱- تا ۱ است. با در نظر گرفتن یک سطح اطمینان مشخص، مقادیر مورانی که معنی دار و بزرگتر از صفر هستند دلالت بر همبستگی مثبت فضایی و خوشه های مشخصی(آشکاری) از سلول هایی دارند که دارای ارزش های بالا، یا ارزشهای پایین هستند. اگر آماره موران نزدیک به ۱ باشد، نشان دهنده ی این است که بین سلول ها اختلاف فضایی کوچکی وجود دارد. از سوی دیگر، مقادیر مورانی که معنی دار و کوچکتر از صفر هستند دلالت بر همبستگی فضایی منفی و اختلاف(تفاوت) فضایی آشکاری بین مقادیر سلول ها و سلول های مجاورشان دارد. اما اگر آماره موران نزدیک به ۱- باشد، نشان دهنده ی یک تفاوت فضایی بزرگ است. در نهایت چنانچه مقدار آماره جهانی به حاصل $\frac{-1}{N-1}$ نزدیک باشد نشان می دهد که هیچ خودهمبستگی فضایی وجود ندارد و از نظر فضایی با یک الگوی تصادفی مواجه هستیم(Dai et al., 2010).

ب- تحلیل خودهمبستگی فضایی محلی(آماره موران محلی)[1]

آماره ی موران عمومی فقط خوشه بندی کلی متغیر دما را نشان می دهد، اما نمی تواند برای تشخیص الگوی ارتباط فضایی دما در محدوده ی همسایگی استفاده شود. برای آشکارسازی

[1]. The local Moran's I statistic

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

الگوی فضایی تفاوت های محلی از آماره ی خودهمبستگی فضایی موران محلی استفاده شد. این شاخص تفاوت فضایی مقادیر دما را بین هر سلول و سلول های مجاورش اندازه گیری کرده و معنی داری آن را نیز ارزیابی می نماید. آماره ی موران محلی شکل تجزیه شده ی آماره ی موران عمومی است. برای سلول i ، مقدار موران محلی از طریق رابطه زیر محاسبه می شود (Anselin, 1995):

$$I_i = x_i \sum_{i=1, j \neq i}^{N} w_{ij} x_j \quad \text{(رابطه ۱۳)}$$

بطوریکه N : تعداد سلول ها(مشاهدات فضایی) است، x_i و x_j به ترتیب مقادیر مشاهده شده ی استاندارد سلول i و سلول j هستند. w_{ij} مقدار وزن فضایی استاندارد شده است و جمع وزن ها برابر ۱ می باشد. مشابه با آماره موران عمومی، نتایج آماره موران محلی را می توان بوسیله ی نمرات Z آزمون کرد. یک سطح اطمینان مشخص می شود، اگر سلول i معنی داری مثبت داشته باشد(یعنی I_i یک عدد مثبت باشد)، مقدار دمای سلول i شبیه به مقدار دمای سلول های مجاور آن است. چنانچه مقدار I_i یک عدد مثبت بزرگ باشد، نشانگر یک محدوده ی خوشه بندی قوی است. از سوی دیگر، اگر مقدار I_i منفی و معنی دار باشد، مقدار دمای سطحی سلول i تفاوت زیادی با سلول های مجاورش دارد که نشان دهنده ی همبستگی فضایی منفی است. برای اجرا و محاسبه ی شاخصهای موران(عمومی و محلی) از نرم افزارهای ARC GIS 9.3 و GeoDa استفاده شد. در این نرم افزارها پس از اجرای شاخص موران محلی، نقشه ی معنی داری موران محلی ایجاد می شود. با استفاده از نقشه ی مزبور خوشه های محلی و نوع آنها شناسایی شدند. علاوه بر نقشه ی معنی داری موران محلی، نمودار پراکندگی موران کمک کرد تا نوع خودهمبستگی فضایی که بین مکانها وجود دارد تعیین شود. این نمودار داده ها را به چهار گروه تقسیم می کند:

نقاط بالا- بالا[1]: نقاطی که دارای دمای بالا هستند و از اطراف نیز بوسیله ی نقاطی دربرگرفته شده اند که دارای دمای بالاهستند. با توجه به نحوه ی پراکندگی این نقاط خوشه های داغ (جزیره یا جزایر حرارتی) شناسایی شدند.

نقاط پایین- پایین[2]: نقاطی که دارای دمای پایین هستند و از اطراف نیز بوسیله ی نقاطی دربرگرفته شده اند که دمای پایینی دارند. با توجه به نحوه ی پراکندگی این نقاط خوشه های خنک (جزیره یا جزایر خنک) شناسایی شدند.

[1]. High-High
[2]. Low-Low

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

نقاط پایین- بالا[1]: نقاطی که دمای پایینی دارند اما از اطراف بوسیله ی نقاط گرم احاطه شده اند.

نقاط بالا- پایین[2]: نقاطی که دمای بالایی دارند اما از اطراف بوسیله ی نقاط خنک احاطه شده اند.

نتایج

خودهمبستگی فضایی عمومی(موران عمومی)

جهت بررسی و مقایسه ی مقادیر خودهمبستگی فضایی داده های دمای سطحی تهران در مقیاس های مکانی مختلف، ابتدا تمامی لایه های دمایی بدست آمده (۱۳ تصویر) با روش بازنمونه گیری[3] به قدرت تفکیک مکانی ۱۲۰، ۲۴۰، ۳۶۰، ۴۸۰، ۷۲۰ و ۹۶۰ متر تبدیل شدند. در سطوح مختلف تفکیک پذیری مکانی امکان مقایسه ی دقیق تر داده های دمایی امکان پذیر می شود (Dai et al., 2010). جدول ۲ مقادیر خودهمبستگی فضایی موران عمومی را برای دمای سطحی تهران نشان می دهد. بر اساس جدول ۲ داده های دمای سطحی تهران در تمام سطوح تفکیک پذیری مکانی، دارای خودهمبستگی فضایی معنی دار مثبت هستند. مقایسه ی مقادیر بدست آمده با آستانه ی معنی داری نشان داد که تمامی مقادیر بدست آمده برای تمام سالها در سطح $\alpha = 0.01$ معنی دار هستند. بنابراین فرضیه صفر مبنی بر عدم ارتباط فضایی دمای سطحی تهران رد شده و وجود وابستگی فضایی دمای تهران تایید می شود. پس، نتیجه می گیریم که داده های دمای سطحی تهران دارای ساختار فضایی بوده و به شکل خوشه ای توزیع شده اند، یعنی اینکه دماهای بالا یا پایین تمایل به متمرکز شدن یاخوشه شدن در فضا دارند. مطالعه ی دقیق تر جدول۲ نشان می دهد که همراه با افزایش اندازه یاخته ها (سلول ها) مقدار آماره ی موران عمومی کاهش یافته است.

برای مثال مقدار آماره ی موران برای تصویر ۱۹۸۶/۶/۲ در مقیاسهای مکانی ۱۲۰، ۲۴۰، ۳۶۰، ۴۸۰، ۷۲۰ و ۹۶۰ متر به ترتیب ۰/۸۱۵، ۰/۷۶۲، ۰/۷۶۴، ۰/۷۰۹، ۰/۵۹۹ و ۰/۲۸۸ می باشد. این بدان مفهوم است که نقاطی که در همسایگی یکدیگر قرار گرفته اند در مقیاس مکانی ۱۲۰ متر شباهت بسیار زیاد و تفاوت اندکی دارند، اما همراه با افزایش اندازه یاخته ها(سلول ها) اختلاف دمای نقاط همسایه افزایش یافته و رفته رفته شباهت مکانی کم شده است.

---

[1]. Low-High
[2]. High-Low
[3]. resampling

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

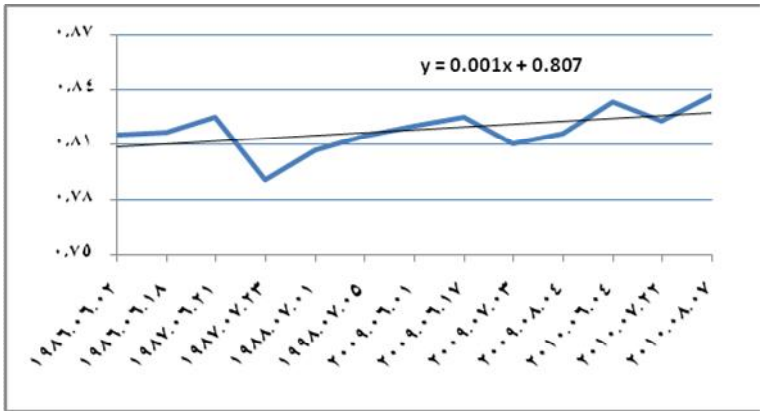
جدول (۲) مقادیر خودهمبستگی فضایی موران عمومی دمای سطحی تهران بین سالهای ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰

تاریخ تصویر	۱۲۰ متر	۲۴۰ متر	۳۶۰ متر	۴۸۰ متر	۷۲۰ متر	۹۶۰ متر
۱۹۸۶/۶/۲	۰/۸۱۵	۰/۷۶۲	۰/۷۶۴	۰/۷۰۹	۰/۵۹۹	۰/۲۸۸
۱۹۸۶/۶/۱۸	۰/۸۱۶	۰/۷۶۶	۰/۷۶۶	۰/۷۰۹	۰/۶	۰/۳۰۴
۱۹۸۷/۶/۲۱	۰/۸۲۵	۰/۷۸۵	۰/۷۸۸	۰/۷۳۷	۰/۶۴	۰/۴۰۶
۱۹۸۷/۷/۲۳	۰/۷۹۱	۰/۷۲۶	۰/۷۱۲	۰/۶۴۵	۰/۵۰۶	۰/۱۸۵
۱۹۸۸/۷/۱	۰/۸۰۷	۰/۷۴۵	۰/۷۴	۰/۶۷۴	۰/۵۵۲	۰/۲۵۷
۱۹۹۸/۷/۵	۰/۸۱۴	۰/۷۶۶	۰/۷۶۵	۰/۷۱۲	۰/۶۱۲	۰/۳۶
۲۰۰۹/۶/۱	۰/۸۲	۰/۷۷۷	۰/۷۸۳	۰/۷۳۲	۰/۶۳۸	۰/۴۳
۲۰۰۹/۶/۱۷	۰/۸۲۵	۰/۷۸۳	۰/۷۹۷	۰/۷۴۸	۰/۶۶۵	۰/۴۷
۲۰۰۹/۷/۳	۰/۸۱	۰/۷۶۵	۰/۷۷	۰/۷۱۹	۰/۶۱۷	۰/۴۲۱
۲۰۰۹/۸/۴	۰/۸۱۶	۰/۷۷۳	۰/۷۷۳	۰/۷۲۸	۰/۶۲۳	۰/۴۴۶
۲۰۱۰/۶/۴	۰/۸۳۳	۰/۷۹۶	۰/۸۰۹	۰/۷۶۲	۰/۶۸۲	۰/۴۹۷
۲۰۱۰/۷/۲۲	۰/۸۲۳	۰/۷۷۵	۰/۷۶۵	۰/۷۰۹	۰/۵۹۴	۰/۴۱۴
۲۰۱۰/۸/۷	۰/۸۳۷	۰/۷۹۳	۰/۸۰۶	۰/۷۵۸	۰/۶۷۱	۰/۴۹

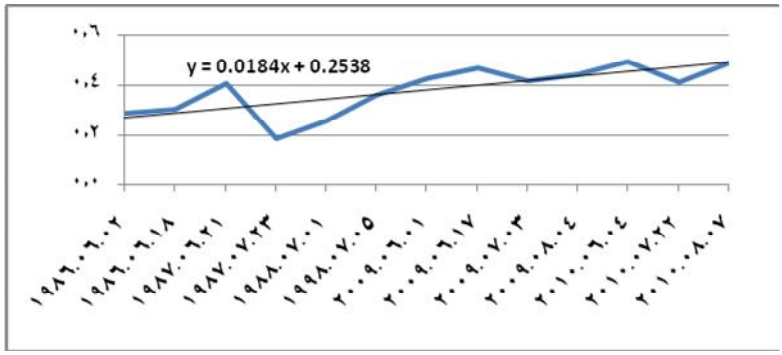
به عبارت دیگر در مقیاس مکانی ۱۲۰ متر که مقیاس اصلی ما نیز هست تعداد و وسعت خوشه بندی قوی تر است و همراه با افزایش اندازه یاخته (سلول) خوشه های کوچک تر محو می شوند و فقط خوشه هایی باقی می مانند که از نظر فضایی وسعت بیشتری دارند. هسته های داغ یا خنک کم وسعت فقط در مقیاس های کوچک مانند ۱۲۰ و ۲۴۰ متر قابل تشخیص هستند و در مقیاس های بزرگتر (مانند ۷۲۰ و ۹۶۰ متر) محو می شوند. اما جزایر حرارتی اصلی(بزرگ) خوشه هایی هستند که موجودیت خود را در تمام مقیاس ها حفظ می کنند و حتی در مقیاس ۹۶۰ متر نیز قابل رویت هستند. شکل ۲ و ۳ به ترتیب تغییرات زمانی مقادیر خودهمبستگی فضایی عمومی را در کوچک ترین مقیاس(۱۲۰ متر) و بزرگترین مقیاس مکانی (۹۶۰ متر) نشان می دهند. با توجه به این اشکال و جدول۲ مقدار خودهمبستگی فضایی در تمام مقیاسهای مکانی افزایش یافته است. در مقیاس ۱۲۰ متر(شکل۲) مقدار آماره موران در تاریخ ۱۹۸۶/۶/۲، ۰/۸۱۵ بوده که در تاریخ ۲۰۱۰/۸/۷ به ۰/۸۳۷ رسیده است. همچنین در مقیاس ۹۶۰ متر(شکل۳) مقدار آماره موران در تاریخ ۱۹۸۶/۶/۲، ۰/۲۸۸ بوده که در تاریخ ۲۰۱۰/۸/۷ به ۰/۴۹ افزایش یافته است. این نتایج نشان می دهد که بین سالهای ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰ متغیر دمای سطحی تهران تمایل بیشتری به متمرکز شدن و خوشه ای شدن در فضا پیدا کرده است. بدین مفهوم که افزایش شاخص خودهمبستگی فضایی در نتیجه ی دو تغییر

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

مهم ایجاد شده است:۱- پیدایش خوشه های حرارتی جدید در شهر تهران ۲-افزایش وسعت خوشه های قبلی و کاهش واریانس درونی آنها.



شکل (۲) تغییرات زمانی خودهمبستگی فضایی موران عمومی برای متغیر دمای سطح زمین با تفکیک مکانی ۱۲۰ متر

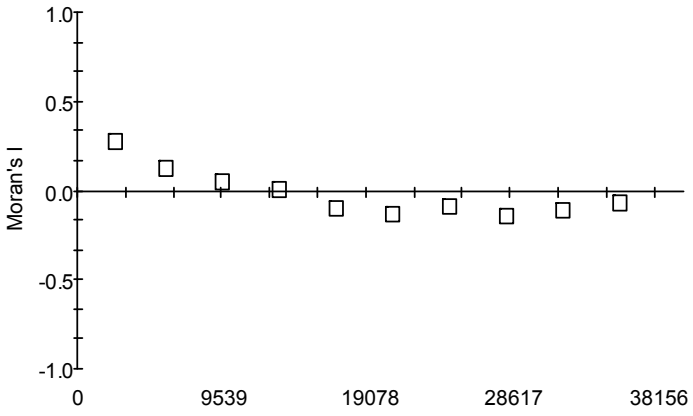


شکل (۳) تغییرات زمانی خودهمبستگی فضایی موران عمومی برای متغیر دمای سطح زمین با تفکیک مکانی ۹۶۰ متر

جهت روشن تر شدن این موضوع، مقدار آماره ی موران عمومی برای فواصل مختلف محاسبه و نمودار کرولوگرام فضایی آن برای تصاویر ۱۹۸۶/۶/۲ و ۲۰۱۰/۸/۷ ترسیم گردید(شکل۴ و۵). همانطور که در شکل۳ مشاهده می شود مقدار خودهمبستگی فضایی درجه حرارت سطحی تهران در سال ۱۹۸۶ خیلی سریع کاهش یافته و تقریبا در فاصله ی ۱۳/۴ کیلومتر به مقدار بحرانی(جایی که خودهمبستگی صفر می شود) خود رسیده است. در نمودار مربوط به سال

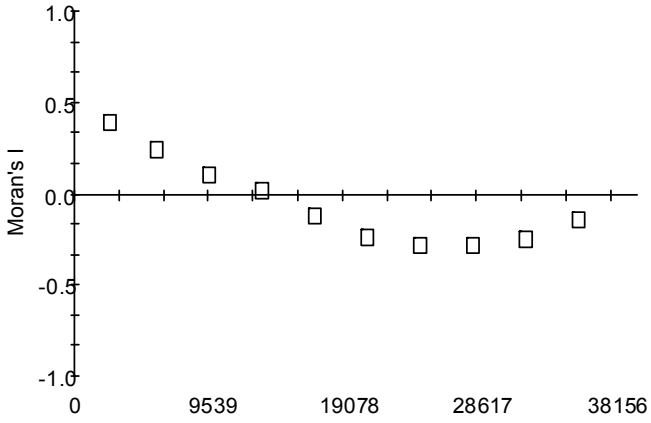
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

۱۹۸۶ (شکل۴) بین فاصله ی ۱۳/۴ تا ۳۶/۵ کیلومتر همبستگی منفی مشاهده می شود. در سال ۲۰۱۰ (شکل۵) مقادیر خودهمبستگی مثبت با سرعت کمتری نسبت به ۱۹۸۶ کاهش یافته و تقریبا در فاصله ی ۱۴کیلومتری به مقدار بحرانی خود رسیده است.در سال ۲۰۱۰ بین مقیاس ۱۴ تا ۳۷ کیلومتر همبستگی منفی مشاهده می شود. در تفسیر نمودار کرولوگرام فضایی به نکات زیر اشاره می شود. در نمودار کرولوگرام، اولین فاصله ای که همبستگی مثبت فضایی قطع می شود (۱۳/۴ و ۱۴ کیلومتر، به ترتیب برای ۱۹۸۶ و ۲۰۱۰) نشان می دهد که میانگین اندازه ی قطعه های همگن در ناحیه مطالعه چقدر است. در حالیکه فاصله ای که در آن همبستگی منفی دیده می شود بیانگر این است که قطعه های ناهمگن بطور میانگین چقدر از هم فاصله دارند. برای مثال در سال ۱۹۸۶، قطعه های ناهمگن(قطعه هایی که با هم شباهت ندارند) بطور میانگین ۱۳/۴ تا ۳۶/۵ کیلومتر از هم فاصله دارند. مقایسه ی نمودار کرولوگرام فضایی درجه حرارت سطحی سالهای ۱۹۸۶ و ۲۰۱۰ نشان می دهد که میانگین قطعه هایی همگن از ۱۳/۴ به ۱۴ کیلومتر افزایش یافته است.از سوی دیگر مقدار خودهمبستگی فضایی متغیر دما در فواصل کوچک افزایش یافته است.مقدار خودهمبستگی فضایی در گامهای جستجوی ۱، ۲ و ۳ که به ترتیب فواصل مکانی ۲۴۸۸، ۵۸۵۲ و ۹۵۷۰ متر را شامل می شود از ۰/۲۶۸، ۰/۱۱۹ و ۰/۰۴۷ به ۰/۳۸۵، ۰/۲۳۶ و ۰/۱۰۲ رسیده است.



شکل (۴) کرولوگرام فضایی همسانگرد درجه حرارت سطحی ۱۹۸۶/۶/۲

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]



شکل (۵) کرولوگرام فضایی همسانگرد درجه حرارت سطحی ۲۰۱۰/۸/۷

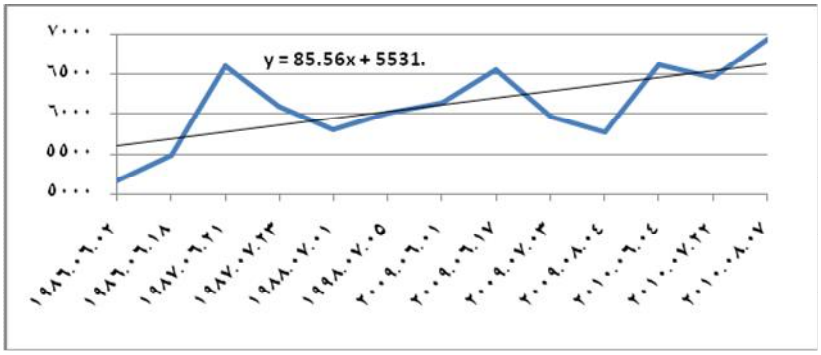
در نتیجه علاوه بر اینکه میانگین وسعت خوشه های دمایی در شهر تهران افزایش یافته، مقدار همبستگی و شباهت سلول های واقع در هریک از خوشه ها نیز در طول دوره مطالعه افزایش یافته است. همچنین مقادیر همبستگی منفی که بین گامهای جستجو ۵ تا ۱۰ نمایان شده در این دوره زمانی بیشتر شده است. مقادیر همبستگی منفی گامهای نامبرده بین دو تاریخ ۱۹۸۶/۶/۲ تا ۲۰۱۰/۸/۷ به ترتیب از ۰/۱- ، ۰/۱۳- ، ۰/۰۹- ، ۰/۱۴- ، ۰/۱- و ۰/۰۷- به ۰/۱۲- ، ۰/۲۴- ، ۰/۲۸- ، ۰/۲۴- و ۰/۱۵- افزایش یافته است. این تغییر حاکی از این است که بطور کلی اختلاف دمای سطحی تهران بین گامهای ۵ تا ۱۰ افزایش یافته و در نتیجه شدت جزیره حرارتی تهران بیشتر از گذشته شده است. علت اصلی این تغییرات را باید در رشد و توسعه ی کاربری های شهری و از بین رفتن پوشش های طبیعی جستجو کرد.

نتایج خودهمبستگی فضایی محلی(موران محلی)

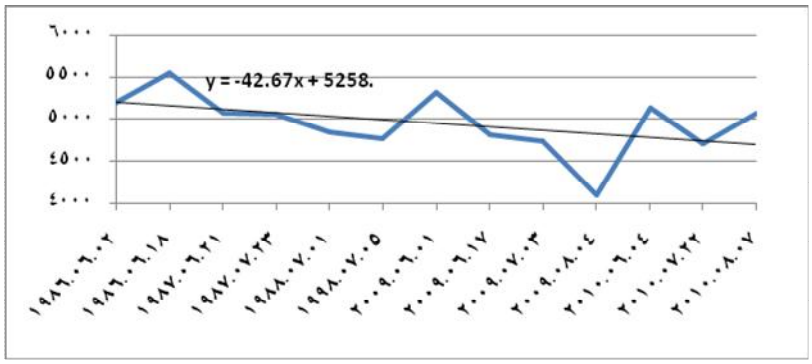
ابتدا تعداد نقاط بالا- بالا و پایین- پایین برای تمامی تصاویر(در تمام مقیاس های مکانی) شمارش شد و روند تغییرات این نقاط مورد بررسی قرار گرفت. بررسی تغییرات زمانی نقاط بالا- بالا نشان داد که تعداد این نقاط در تمام مقیاس های مکانی افزایش یافته است و برعکس تعداد نقاط پایین- پایین رو به کاهش رفته است. برای جلوگیری از حجیم شدن متن مقاله، در اینجا فقط روند مربوط به مقیاس مکانی ۱۲۰ متر را مشاهده می کنید(شکل ۶ و ۷). در مقیاس مکانی ۱۲۰ متر تعداد نقاط بالا- بالا برای تصویر ۱۹۸۶/۶/۲ ، ۵۱۶۵ مورد، برای تصویر ۱۹۹۸/۷/۵ ، ۶۰۲۱ مورد و برای تصویر ۲۰۱۰/۸/۷ ، ۶۹۴۵ مورد بوده است(شکل ۶). در همین

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

مقیاس، تعداد نقاط پایین-پایین برای تصویر ۱۹۸۶/۶/۲، ۵۱۹۷ مورد، برای تصویر ۱۹۹۸/۷/۵ ، ۴۸۵۷ مورد و برای تصویر ۲۰۱۰/۸/۷ ، ۵۰۷۵ مورد بوده است (شکل۷). با توجه به این مقادیر کاملا واضح است که در این دوره زمانی (۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰) خوشه های داغ گسترش یافته و تقویت شده اند، در حالیکه خوشه های خنک تضعیف شده و از نظر فضایی محدودتر شده اند.



شکل (۶) تغییرات زمانی تعداد نقاط بالا- بالا برای دمای سطحی تهران با تفکیک مکانی ۱۲۰ متر

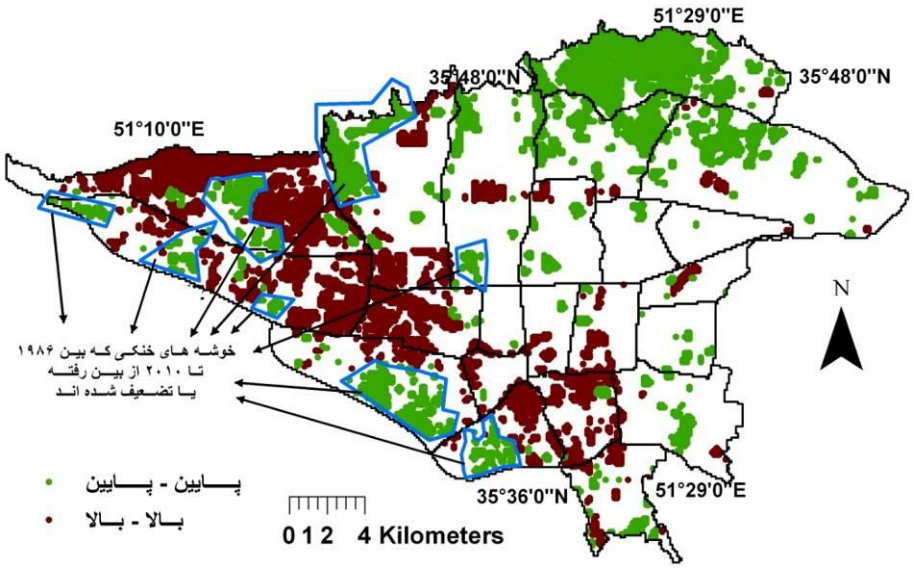


شکل (۷) تغییرات زمانی تعداد نقاط پایین- پایین برای دمای سطحی تهران با تفکیک مکانی ۱۲۰ متر

در نتیجه می توان با اطمینان در موردتقویت، گسترش و تشدید اثر جزیره حرارتی شهر تهران اظهارنظر کرد. شکل۸و۹ پراکنش فضایی نقاط بالا- بالا و پایین- پایین را برای دو تصویر ۱۹۸۶/۶/۲ و ۲۰۱۰/۸/۷ در مقیاس مکانی ۱۲۰ متر نشان می دهند. در نقشه هایی که مشاهده می کنید محدوده های تحت تصرف نقاط بالا- بالا نشان دهنده ی نواحی گرم و بسیار گرم شهر است که محدوده ی جزیره حرارتی تهران را مشخص می نمایند. اما محدوده های تحت تصرف نقاط پایین – پایین نشانگر نواحی خنک و بسیار خنک شهر است که با عنوان خوشه های خنک نامگذاری شده اند. جهت درک آسان تر تغییرات فضایی خوشه های داغ و خنک

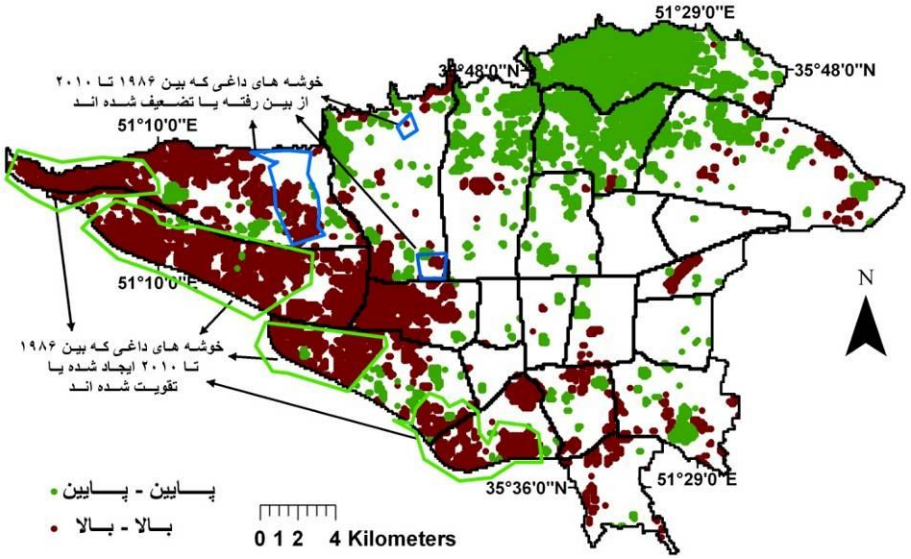
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

بین سالهای ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰، خوشه های داغ و خنک تشکیل شده و از بین رفته بر روی شکل های ۸ و ۹ مشخص شده اند. با توجه به شکل ۹ در تاریخ ۲۰۱۰/۸/۷ محدوده اصلی جزیره حرارتی تهران در بخش غربی بر روی مناطق ۹،۲۱ و ۲۲ و نیمه غربی منطقه ۱۸ شهرداری تهران استقرار دارد. دلیل اصلی استقرار جزیره حرارتی تهران بر روی مناطق ذکر شده وجود فرودگاه بین المللی مهرآباد (در منطقه ۹)، منطقه ویژه صنعتی (در منطقه ۲۱ و بخش هایی از مناطق ۲۲ و ۱۸) و پهنه های بایر، ریگی و خشک(عمدتا در منطقه ۲۲) در محدوده ی ذکر شده است. فرودگاه مهرآباد با پهنه ای به وسعت ۱۰۰۰ هکتار پهناورترین سطح باز و غیرقابل نفوذ در شهر تهران می باشد و درتمام تصاویر مطالعه شده بالاترین مقدار درجه حرارت سطحی را دارد. علاوه بر کاربری های مربوط به حمل و نقل(فرودگاه، پایانه ها و...)، اکثر صنایع مهم به خصوص صنایع خودروسازی(ایران خودرو، پارس خودرو، شهاب خودرو و غیره)، کارگاههای بزرگ، انبارهای مهم، مراکز گمرکی و کاربری های نظامی در این محدوده قرار گرفته اند.علاوه بر جزیره حرارتی اصلی، هسته های حرارتی کوچک و پراکنده بر روی مناطق دیگر شهر به خصوص در مناطق واقع در جنوب، جنوب غربی و شمال شرق تهران قابل مشاهده هستند. این هسته های حرارتی عمدتا بر روی مناطق صنعتی، تجاری، شرکت های



شکل (۸) پراکندگی فضایی نقاط بالا- بالا و پایین-پایین برای دمای سطحی تهران در تاریخ ۱۹۸۶/۶/۲، قدرت تفکیک مکانی: ۱۲۰ متر

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]



شکل (۹) پراکندگی فضایی نقاط بالا- بالا و پایین-پایین برای دمای سطحی تهران در تاریخ ۲۰۱۰/۸/۷، قدرت تفکیک مکانی: ۱۲۰ متر

باربری، انبارها، میادین میوه و تره بار، پادگان ها و پایانه هایی استقرار دارند که در سطح شهر پراکنده هستند. هسته های حرارتی مستقر بر روی پایانه های غرب(آزادی)، جنوب، شرق، آرژانتین، ایستگاه راه آهن تهران، شرکت مترو، محدوده ی بازار تهران، میدان مرکزی میوه و تره بار تهران، سیلوی تهران، قلعه مرغی و محدوده نیروی هوایی(منطقه ۱۳) از این جمله هستند. همچنین صنایع پراکنده در مناطق ۱۵، ۱۶، ۲۰ و ۴ محدوده های حرارتی کوچکی را تشکیل داده اند. از جمله این صنایع میتوان به کارخانه شیشه، چیت سازی، روغن نباتی، نیروگاه بعثت، آرد ستاره، تراورس سازی راه آهن در منطقه ۱۶، کارخانه ممتاز، ریسندگی ری در منطقه ۲۰ و کارگاههای صنعتی محور دماوند در منطقه ۴ اشاره کرد. بررسی محدوده ی فضایی نقاط پایین- پایین در طول دوره مطالعه نشان می دهد که جزیره خنک شهر تهران در بخش شمالی بر روی مناطق ۱، ۳ و بخشهایی از مناطق ۲ و ۴ شهرداری تهران استقرار دارد. در تمام تصاویر مطالعه شده منطقه ۱ (شمیرانات) خنک ترین ناحیه شهر تهران را تشکیل می دهد. علاوه بر جزیره خنک اصلی، خوشه های خنک پراکنده ای در سطح شهر دیده می شوند که همگی منطبق بر فضاهای باز و سبز شهر تهران هستند. وسعت فضایی این هسته های خنک بسته به مساحت فضاهای سبز شهری متفاوت است. برخی مانند پارک جنگلی لویزان، پارک جنگلی آیت الله طالقانی، پارک ملت(منطقه ۳)، مجموعه باغهای سرسبز واقع در شرق

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

رودخانه کن(شمال غرب منطقه ۵)، پارک جنگلی چیتگر(منطقه ۲۲)، پارک آبی آزادگان(منطقه ۱۵)، پارک بعثت(منطقه ۱۶)، پارک شهر(منطق ۱۲) و پارک لاله(منطقه ۶) وسعت بیشتری دارند و هسته های خنک نسبتا وسیع تری را ایجاد کرده اند .بررسی و مقایسه ی پراکندگی فضایی نقاط بالا- بالا و پایین- پایین در طول دوره مطالعه نشان می دهد که در سال ۱۹۸۶ در نواحی غرب و جنوب غرب تهران(مناطق ۱۸، ۱۹، ۲۱ و ۲۲) خوشه های خنکی وجود داشته است که در طول دوره مطالعه ناپدید یا کوچک شده اند(اشکال ۸ و ۹ را مشاهده کنید). این خوشه ها منطبق بر مزارع و باغاتی بوده که در این نواحی وجود داشته است. در این تاریخ مقدار پوشش گیاهی مناطق ۱۸، ۱۹، ۲۱، و ۲۲ به ترتیب ۱۰، ۴، ۵ و ۱۲ کیلومترمربع بوده است(جدول ۴). اما در سال ۲۰۱۰ مقدار پوشش گیاهی این نواحی کاهش یافته و تقریبا نیمی از باغات و مزارع از بین رفته است و عمدتا کاربری های صنعتی- کارگاهی، تجاری و انبارها جایگزین آنها شده اند. این تغییرات منجر به از بین رفتن خوشه های خنک و پیدایش خوشه های حرارتی جدید در نواحی نامبرده شده است(شکل ۸ و ۹ را مشاهده کنید). در نتیجه ی این تغییرات جزیره حرارتی که در سال ۱۹۸۶ بر روی فرودگاه مهرآباد (منطقه۹) و بخشهایی از مناطق ۲۱ و ۲۲ حاکم بوده است در طول این ۲۵ سال به سمت غرب و جنوب غرب گسترش یافته و مساحت بیشتری را تحت تاثیر خود قرار داده است. همچنین هسته های حرارتی کوچک در جنوب و غرب منطقه ۱۹ ظهور یافته است. با گسترش کاربری های مسکونی در منطقه ی شمیرانات بخش مهمی از باغات این منطقه از بین رفته و به همین علت هسته های خنک مستقر در این نواحی تضعیف شده اند.

جدول (۴) مقدار پوشش گیاهی مناطق ۲۲ گانه تهران برای تصاویر ۱۹۸۶/۶/۲ و۲۰۱۰/۶/۴ (کیلومتر مربع)

مناطق تهران	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱
۱۹۸۶/۶/۲	۲۱	۶	۸	۱۲	۸	۲	۱	۰/۴	۲	۰/۲	۱
۲۰۱۰/۶/۴	۱۳	۶	۶	۹	۹	۲	۱	۰/۳	۱	۰/۲	۱
مناطق تهران	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰	۲۱	۲۲
۱۹۸۶/۶/۲	۱	۱	۱	۲	۲	۰/۳	۱۰	۴	۴	۵	۱۲
۲۰۱۰/۶/۴	۱	۱	۱	۴	۲	۰/۴	۵	۲	۲	۲	۷

بطور کلی میتوان نتیجه گرفت که همگام با توسعه ی فضایی شهر تهران به سمت باغات و مزارع کشاورزی و جایگزین شدن کاربری های مسکونی، صنعتی، تجاری و حمل و نقل به جای سطوح طبیعی، الگوی پراکندگی درجه حرارت سطحی تهران نیز تغییر کرده است. این تغییر

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

دو نتیجه ی مهم را به دنبال داشته است: ۱- تقویت خوشه ها یا هسته های گرم که پیامد آن گسترش فضایی جزیره حرارتی اصلی تهران و همچنین پیدایش هسته های گرم جدید در سطح شهر بوده است. ۲- تضعیف خوشه ها یا هسته های خنک شمال تهران.

جمع بندی و نتیجه گیری

در این پژوهش با استفاده از الگوریتم تک باندی کین و همکارانش(۲۰۰۱) داده های دمای سطحی شهر تهران از باند حرارتی تصاویر لندست TM استخراج شد. بعد از استخراج داده های دمای سطحی، جهت بررسی ویژگیهای فضایی و زمانی داده های دما از روشهای خودهمبستگی فضایی عمومی و محلی استفاده شد. نتایج خودهمبستگی فضایی عمومی نشان داد که داده های دمای سطحی تهران در تمام سطوح تفکیک پذیری مکانی(۱۲۰، ۲۴۰، ۳۶۰، ۴۸۰، ۷۲۰ و ۹۶۰) دارای خودهمبستگی فضایی مثبت معنی دار هستند. به عبارت روشن تر داده های دمای سطحی تهران دارای ساختار فضایی بوده و به شکل خوشه ای توزیع شده اند. بررسی تغییرات زمانی مقادیر خودهمبستگی فضایی عمومی نشان داد که بین سالهای ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰ مقدار خودهمبستگی فضایی دمای سطحی تهران افزایش یافته و متغیر دما تمایل بیشتری به متمرکز شدن و خوشه ای شدن در فضا پیدا کرده است. بررسی و مقایسه ی نمودار کرولوگرام فضایی دمای سطحی تهران در دو تاریخ ۱۹۸۶ و ۲۰۱۰ ضمن تایید موضوع بالامشخص نمود که در طول دوره مطالعه وسعت خوشه های دمایی افزایش یافته و مقدار همبستگی و شباهت سلول های واقع در هر یک از خوشه ها نیز بیشتر شده است. با توجه به نتایج ذکر شده در مورد شاخص خودهمبستگی فضایی عمومی میتوان به دو نتیجه مهم رسید: ۱- در طول دوره مطالعه ما خوشه های حرارتی جدیدی در شهر تهران در حال شکل گیری بوده است. ۲- وسعت فضایی خوشه های حرارتی قبلی رو به افزایش رفته است. جهت روشن شدن ماهیت خوشه های دمایی (داغ یا خنک بودن خوشه ها) و بررسی تغییرات فضایی آنها از آماره ی خودهمبستگی فضایی محلی استفاده شد. بررسی تغییرات زمانی نقاط بالا- بالا نشان داد که تعداد این نقاط در تمام مقیاس های مکانی افزایش یافته است و برعکس تعداد نقاط پایین- پایین رو به کاهش رفته است. با توجه به این روند کاملا آشکار، مشخص شد که در این دوره زمانی (۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰) خوشه های داغ گسترش یافته و تقویت شده اند، در حالیکه خوشه های خنک تضعیف شده و از نظر فضایی محدودتر شده اند. در نتیجه می توان با اطمینان در مورد تقویت، گسترش و تشدید اثر جزیره حرارتی شهر تهران اظهارنظر کرد. بررسی و مقایسه ی پراکندگی فضایی نقاط بالا- بالا و پایین- پایین در طول دوره مطالعه نشان داد که در سال

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

۱۹۸۶ در نواحی غرب و جنوب غرب تهران(مناطق ۱۸، ۱۹، ۲۱ و ۲۲) خوشه های خنکی وجود داشته است که در طول دوره مطالعه ناپدید یا کوچک شده اند. این خوشه ها منطبق بر مزارع و باغاتی بوده که در این نواحی وجود داشته است. اما تا سال ۲۰۱۰ مقدار پوشش گیاهی این نواحی کاهش یافته و تقریبا نیمی از باغات و مزارع از بین رفته است و عمدتا کاربری های صنعتی- کارگاهی، تجاری و انبارها جایگزین آنها شده اند. این تغییرات منجر به از بین رفتن خوشه های خنک و پیدایش خوشه های حرارتی جدید در نواحی نامبرده شده است(شکل۸و ۹ را مشاهده کنید). در نتیجه ی این تغییرات، جزیره حرارتی که در سال ۱۹۸۶ بر روی فرودگاه مهرآباد(منطقه۹) و بخشهایی از مناطق ۲۱ و ۲۲ حاکم بوده است در طول این ۲۵ سال به سمت غرب و جنوب غرب گسترش یافته و مساحت بیشتری را تحت تاثیر خود قرار داده است. همچنین هسته های حرارتی کوچکی در جنوب و غرب منطقه ۱۹ ظهور یافته است. علاوه بر آن با گسترش کاربری های مسکونی در منطقه ی شمیرانات بخش مهمی از باغات این منطقه(۸ کیلومتر مربع) از بین رفته و به همین علت هسته های خنک مستقر در این نواحی تضعیف شده اند. بطور کلی میتوان نتیجه گرفت که همگام با توسعه ی فضایی شهر تهران به سمت باغات و مزارع کشاورزی و جایگزین شدن کاربری های مسکونی، صنعتی، تجاری و حمل و نقل به جای سطوح طبیعی، الگوی پراکندگی درجه حرارت سطحی تهران نیز تغییر کرده است . این تغییر دو نتیجه ی مهم را به دنبال داشته است: ۱- تقویت خوشه های گرم که پیامد آن گسترش فضایی جزیره حرارتی اصلی تهران و همچنین پیدایش هسته های حرارتی جدید در سطح شهر بوده است. ۲- تضعیف خوشه های خنک شمال تهران.

تشکر و قدردانی

این مقاله مستخرج از رساله دکتری بوده و با حمایت مرکز مطالعات و برنامه ریزی شهرداری تهران انجام شده است. از آقای دکتر پرویز ضیائیان فیروزآبادی به خاطر تهیه ی تصاویر مورد نیاز تشکر می شود. همچنین تعدادی از تصاویر مورد نیاز از طریق وب سایت سازمان زمین شناسی ایالات متحده آمریکا (USGS) تهیه شدند.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

منابع و ماخذ

۱. اکبری، هادی (۱۳۷۹) **بررسی الگوی توزیع درجه حرارت شهر تهران با استفاده از اطلاعات حرارتی TM لندست**، پایان نامه ی کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.

۲. رنجبر سعادت آبادی، عباس، آزادی، مجید، علی اکبری بیدختی، عباسعلی، صادقی حسینی، علیرضا (۱۳۸۴) **مطالعهی موردی جزیره گرمایی تهران و شبیه سازی عددی آن**، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۱(۱): ۶۳-۷۸.

۳. علیجانی، بهلول (۱۳۸۷)**تغییرات زمانی دمای تهران**، کنفرانس منطقه ای تغییر اقلیم.

۴. ملک پور، پیمان، طالعی، محمد (۱۳۹۰) **مدلسازی ارتباط کاربری- پوشش اراضی و حرارت سطح زمین با استفاده از داده های سنجنده ASTER**، محیط شناسی، ۵۸: ۲۹-۴۲.

۵. ملک پور، پیمان، طالعی، محمد (۱۳۸۹) **بررسی تغییرات درجه حرارت سطح و پوشش- کاربری زمین شهری با استفاده از داده ها سنجنده +ETM (مطالعه ی موردی: شهر تهران)**، سنجش از دور و GIS ایران، ۲(۳): ۸۹-۱۰۲.

۶. نامداری، سودابه، (۱۳۸۸) **استخراج جزایر حرارتی در مناطق شهری با استفاده از تصاویر ماهواره ای(مطالعه موردی: تهران)**، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.

Anselin, L. (1995) **Local Indicators of Spatial Association – LISA**. *Geographical Analysis,*27:93-115.

Bottyan, Z. Unger, J.(2003) **A multiple linear statistical model for estimating the mean maximum urban heat island**. Theoretical and Applied Climatology, 75 (3-4): 233-243.

Cendese, A.Monti, P.(2003)**Interaction between an inland urban heat island and a sea-Breeze flow: A laboratory study**. Journal of Applied Meteorology, 42 (11): 1569-1583.

Dai, X.Guo, Z. Zhang, L. Li, D. (2010)**Spatio-temporal exploratory analysis of urban surface temperature field in Shanghai. China**. Stoch Environ Res Risk Assess, 24:247–257.

Goodchild. (1986) **spatial autocorrelation** (CATMOG47). Geobooks, Norwich, UK.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

Jimenez-Munoz, J. C.Sobrino, J.A.(2003)**A generalized single channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data**. Journal of Geophysical Research, 108, 1.

Landsberg, H. E. (1981) **the Urban Climate**. Academic Press, Maryland.

Liu, L. Zhang, Y. (2011) **Urban heat island analysis using the landsat TM data and ASTER data: a case study in hingkong**. Remote sensing, 3:1535-1552.

Oke, T.R.Spronken-Smith, R.A.Jauregui E.Grimmond, C.S. B.(1999)**The energy balance of central Mexico City during the dry season**. Atmospheric Environment, 33 (24-25): 3919-3930.

Qin, Z.Karnieli, A. Berliner, P. (2001) **A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region.** Int. J. RemoteSensing, 22(18):3719–3746.

Sobrino, J. A. Jimenez-Munoz, J.C. El-Kharraz, J. Gomez, M.Romaguera, M.Soria, G. (2004)**Single-channel and two-channel methods for land surface temperature retrieval from DAIS data and its application to the Barrax site**. Int. J. Remote Sensing, 25(1): 215–230.

Sobrino, J. A. Li, Z. L. Stoll, M. P. Becker, F. (1996) **Multi- channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data**, Int.J. Remote Sens, 17: 2089-2114.

Streutker, D.R.(2000)**A remote sensing study of the urban heat island of Houston, Texas**.International Journal of Remote Sensing, 23: 2595 – 2608.

Sun, Q. Tan, J.Xu,Y. (2010) **An ERDAS image processing method for rettieving LST and describing urban heat evolution: A case study in the Pearl River Delta Region in South China**. Environ. Earth Sci, 59: 1047-1055.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

Tong, H. Walton, A. Sang, J. Chan, J.C. L.(2005)**Numerical simulation of the urban boundary layer over the complex terrain of Hong Kong**. Atmospheric Environment, 39 (19): 3549-3563.

Uthman, O.Yahaya, I.Ashfag, K.Uthman, M. (2009)**A trend analysis and sub-regional distribution in number of people living with HIV and dying with TB in Africa, 1991 to 2006**. International Journal of Health, 8(65):1472-1476.

Van de Griend, A. A. Owe, M. (2003) **on the relationshipbetween thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surface**. Int. J , Remote Sens, 14: 1119-1131.

Xiao, R.Weng, Q.Ouyang, Z. Li, W.Schienke, E.W. Zhang, W. (2008). **Land surface temperature variation and major factors in Beijing, China**. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 74 (4): 451-461.

Yamamoto, Y. (2006) **Measure to mitigate Urban heat islands**. Qurterly Review, 18: 65-83.

Yang, J.Qiu, J. (1996) The empirical expressions of the relation between precipitable water and ground water vapor pressure for some areas in China. Sci.Atmos.Sinica, 20: 620-626.

Zhang, J.Wang, Y.Li, Y. (2006) **A C++ program for retrieving land surface temperature from the data of Landsat TM/ETM+ band6**. Computers & Geosciences, 32: 1796–1805.

Zoran, M. (2010) **Heatwaves assessment in urban areas through remote sensing-based analysis**. 38th COSPAR Scienti_c Assembly 2010.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]