نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال چهارم، شماره ۳، پاییز ۱۳۹۶
صفحات ۱۶- ۱

سنجش اثرات سبزینگی گیاهی در تحولات فضایی شدت جزیره حرارتی سطح کلانشهر تهران با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای LANDSAT۸ و ASTER

مجتبی رفیعیان،[۱] دانشیار گروه شهرسازی، دانشکده هنر و معماری، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.
هادی رضایی راد، استادیار گروه شهرسازی، دانشکده فنی و مهندسی کبودرآهنگ، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران.

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۱۲/۰۲ پذیرش نهایی: ۱۳۹۶/۰۶/۰۱

چکیده

حرارت سطح شهری (LST) متغیر کلیدی برای کنترل ارتباط بین شار حرارت تابشی، نهفته و محسوس می‌باشد. بدین ترتیب تحلیل و درک پویایی LST و شناسایی ارتباط آن با تغییرات منشاء انسانی برای مدلسازی، پیش‌بینی تغییرات محیطی و نهایتا سیاستگذاری شهری لازم است. از سمتی هم افزایش مقدار پوشش گیاهی یکی از کاراترین استراتژیهای کاهش اثرات خرده اقلیم شهری می‌باشد. در همین راستا جهت تحلیل روندیابی تغییرات حرارتی سطوح و میزان همبستگی فضایی سبزینگی پوشش گیاهی با این پدیده در اثر تحولات شهرنشینی و شهرسازی شهر تهران بین سالهای ۹۴-۱۳۸۲ مورد پژوهش واقع شده است. تصاویر ماهواره‌ای بدون پوشش ابری و صاف کلانشهر تهران توسط ماهواره‌ی Landsat۸ برای مرداد ماه سال ۱۳۹۴ و ماهواره‌ی ASTER برای مرداد ماه سال ۱۳۸۲ به کمک نرم‌افزار Envi و از طریق الگوریتم‌های مختلف در سنجش از دور به الگوهای فضایی میزان حرارت سطوح و شاخص پوشش گیاهی نرمال شده (NDVI) کلانشهر تهران تبدیل شده است. خروجی‌های فضایی این پژوهش نشان می‌دهند در طی تقریبا یک دهه‌ی اخیر کمینه‌ی و میانگین حرارت سطوح کلانشهری تهران به ترتیب ۳,۶۷°c و ۰,۴۷°c کاهش یافته است. همچنین میانگین شاخص پوشش گیاهی نرمال شده از۰,۰۶- به ۰,۱۰ افزایش یافته است. در همین بازه زمانی برآورد همبستگی فضایی بین NDVI با LST در مناطق ۲۲گانه شهر هم حاکی از کاهش ۲٪ است. این کاهش همبستگی به معنای افزایش نقش فعالیت‌های انسانی بر میزان شدت جزیره حرارتی شهر است. بنابراین توجه به برنامه‌ریزی فعالیت‌های انسانی در شهر در راستای جلوگیری از تغییرات اقلیم در کلانشهری همچون تهران بیش از پیش جهت دستیابی به توسعه‌ی پایدار الزامی به نظر می‌رسد.

واژگان کلیدی: جزیره حرارتی، حرارت سطوح شهری، تعادل انرژی سطح، پوشش گیاهی نرمال شده، کلانشهر تهران.

۱. نویسنده مسئول : Email:Mrafiyan@gmail.com

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

مقدمه

نرخ رشد شهرنشینی بالا در طی دهه‌های اخیر کلانشهرها، تاثیرات مخرب زیادی در محیط‌زیست شهری داشته که از جمله آنها می‌توان به افزایش حرارت سطوح شهرها و تغییرات اقلیم‌شان اشاره نمود. افزایش جمعیت شهری، رشد سریع صنعتی شدن و افزایش غلظت آلاینده‌ها در پایین‌ترین سطح اتمسفر شدت جزیره‌های حرارتی شهر را تحت تاثیر قرار داده‌اند (Rezaei rad & Rafieian,۲۰۱۶). از سمتی هم آزاد شدن انرژی گرمایی زیاد، افزایش گازهای گلخانه‌ای و همچنین تغییر کاربری زمین از عوامل اصلی تغییر اقلیم محلی در شهرها است (رضایی‌راد و رفیعیان،۱۳۹۳). تغییرات دما که ناشی از ساخت و سازهای شهری بوجود آمده است آسایش و سلامتی انسان، مصرف انرژی و کیفیت هوا را تحت تاثیر خود قرار داده است (Svensson & Eliasson,۲۰۰۲). نگرانی‌های موجود در مورد اثرات منفی شهرنشینی بر محیط زیست مناطق مختلف شهری به طور فزاینده‌ای برنامه‌ریزی و عمران شهری را بویژه در شهرهای پرتراکم با اهمیت کرده است (Yang et al,۲۰۱۳). دمای بالای حرارتی شهر منجر به افزایش مصرف انرژی در ساختمانها، افزایش غلظت آلاینده‌ها، کاهش کیفیت محیط زیست در شهرها، کاهش سطح آسایش محیط داخلی و خارجی و کاهش سلامت انسانی می‌گردد (Santamouris & Kolokotsa,۲۰۱۶). متاسفانه برطرف کردن تقاضاهای تسهیلات شهری با از بین رفتن حجم وسیعی از جنگلها و پوشش گیاهی مواجهه شده است. درختان کمتر به معنی کارایی و بازدهی کمتر خنک کنندگی فضاهای شهری است. با نابودی زندگی گیاهی بهره‌وری سیستم خنک کننده کاهش می‌یابد و اساسا باعث افزایش دمای سطح و اتمسفر شهرها می‌شود. در نتیجه با توجه به اهمیت بالای سنجش این شاخص پژوهش حاضر با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای به سنجش و برآورد فضایی- کمی ارتباط بین تغییرات فضایی شدت جزیره حرارتی و میزان سبزینگی گیاهی تقریبا یک دهه اخیر کلانشهر تهران پرداخته است.

جهت سنجش و بررسی وضعیت سبزینگی شهر می‌توان از شاخص نرمال شده پوشش گیاهی (NDVI; Normalized Difference Vegetation Index) استفاده کرد. شاخص NDVI بر پایه ارتباط جذب انرژی در محدوده طیفی قرمز توسط کلروفیل و افزایش انعکاس در انرژی نزدیک مادون قرمز برای پوشش گیاهی سالم استوار است. این شاخص بین ۱+ تا ۱- بوده، که ارقام کمتر از صفر نشان‌دهنده‌ی پهنه‌های آبی، یخی و برف، و از صفر تا ۰,۱ خاک بایر و سنگ می‌باشد. ارقام بیشتر از ۰,۱ تا ۰,۸ نیز نشان‌دهنده انواع پوشش گیاهی است (Zareie et al,۲۰۱۶).

$$NDVI= (P_{NIR}-P_{RED})/ (P_{NIR}+P_{RED})$$

در رابطه‌ی فوق منظور از P_{NIR} بازتاب باند نزدیک مادون قرمز و P_{RED} بازتاب باند قرمز بوده است (Anderson et al,۲۰۰۸).

حرارت سطوح زمین شهری (LST; Land Surface Temperature) را می‌توان به عنوان میزان درجه‌ی حرارت احساس در هنگامی که سطح زمین از طریق دست یا پوست لمس می‌گردد، تعریف نمود (Rajeshwari & Mani,۲۰۱۴). یکی از عوامل اصلی تعیین حرارت سطوح و تبادل انرژی بر روی آن که توسط ونگ (Weng,۲۰۰۹) مطرح گردید، کنترل توزیع حرارت بین سطوح و اتمسفر است (Tan et al,۲۰۱۰). گویلویج و همکارانش (Guillevic et al,۲۰۱۲) در پژوهشی در سال ۲۰۱۲ بیان می‌کنند، حرارت سطح زمین (LST) متغیر کلیدی برای کنترل ارتباط بین شار حرارت تابشی، نهفته و محسوس است. بدین ترتیب آنالیز و درک پویایی LST و شناسایی ارتباط آن با تغییرات منشاء انسانی برای مدلسازی و پیش‌بینی تغییرات محیطی الزامی به نظر می‌رسد (Kerr al,۲۰۰۴; Moran et al,۲۰۰۹).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

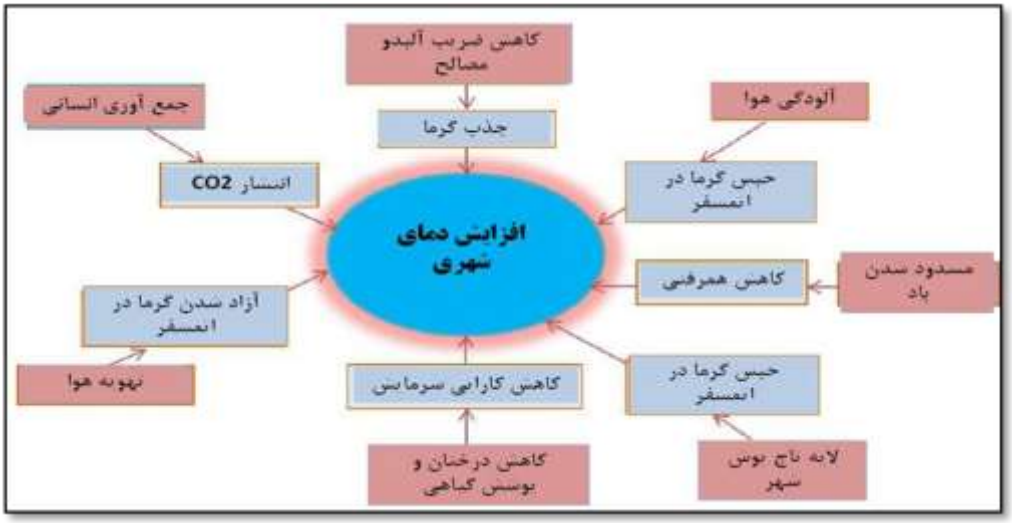
حرارت سطوح شهری از ویژگی مختلف سطوح شهر همچون رنگ، زبری سطوح، میزان رطوبت، احتمال ترکیبهای شیمیایی و... تاثیر می‌گیرد (Tran et al,۲۰۰۹). از آنجایی که حرارت سطح زمین لایه‌های زیرین اتمسفر را تنظیم می‌کند، می‌توان از آن به عنوان شاخص آب و هوایی و یک عامل مهم در محیط زیست شهری یاد کرد (Kotroni et al,۲۰۰۹). ترکیبات پوشش سطح زمین به ویژه میزان درصد و سهم هر یک از پوشش‌های زمین در شهر یکی از عوامل اصلی متاثر کننده‌ی میزان حرارت سطح زمین است (Bobrinskaya,۲۰۱۲)، در سال ۲۰۱۱ سان و همکارانش (Sun et al,۲۰۱۱) ثابت کردند بین (LST) و سطوح غیرقابل نفوذ شهری همبستگی مثبت و با مناطق جنگلی و پوشیده از فضای سبز همبستگی منفی دارند.

پوشش گیاهی همواره به طور مستقیم و غیر مستقیم بر انتشار دی‌اکسید کربن و تغییرات اقلیمی اثرگذار بوده است (Skelhorn,۲۰۱۳). کاهش پوشش گیاهی باعث بر هم خوردن تعادل در انرژی حرارتی سطوح و افزایش دمای سطح زمین شده و همزمان با آن روند کاهش در میزان تعرق و تبخیر اتفاق می‌افتد (Shukla & Mintz,۱۹۸۲; Collatz et al,۲۰۰۰; Meng, Q.Y., et al,۲۰۰۹; Zhou & Ren,۲۰۱۱). نه تنها تراکم پوشش زمین و نحوه پراکنش فضایی آنها بلکه ویژگی ساختارها موضوع مهمی در میزان دمای سطح زمین محسوب می‌شود. دمای سطح از مناطق شهری رابطه‌ی نزدیکی با ساختار و بافتهای سطوح شهری دارند. مناطق انسانی شهری پتانسیل انباشت حرارت و گرمایی که دمای هوا را متاثر کند را دارا می‌باشند (Bhang et al,۲۰۰۹). پیتمن و همکارانش (Pitman et al,۲۰۱۱) در سال ۲۰۱۱ برآورد می‌کنند که تغییر در دمای سطح زمین (LST) نه تنها به تغییر در نوع کاربری و پوشش زمین بستگی دارد، بلکه به شکل‌گیری و افزایش اثر گلخانه‌ای هم ارتباط پیدا می‌کند. در نتیجه می‌توان نتیجه گرفت ترکیب چند عامل توامان باعث گرم شدن سطوح شهرها و شکل‌گیری جزیره حرارتی شهر می‌گردد. طبق مطالعات انجام شده دلایل اصلی تشکیل این جزیره‌ها عبارتند از (رضایی‌راد،۱۳۹۶):

- میزان پایین تبخیر و تعرق به دلیل کاهش پوشش گیاهی
- جذب تابش نور خورشید با توجه به پایین بودن ضریب Albedo
- ممانعت از گردش جریان هوا به دلیل شکل تاج پوش شهر
- افزایش مقدار گرمای آزاد شده انسانی

عوامل ذکر شده اصلی‌ترین دلایل تشکیل جزیره‌های حرارتی در شهرها هستند. افزایش درجه‌ی دمای سطح بویژه در کلانشهرها باعث افزایش مصرف انرژی بدلیل بالا بردن میزان مصرف در بخش خنک‌کننده‌های ساختمانها و در نتیجه بهم خوردن تعادل مصرف انرژی شده است (رضایی‌راد و رفیعیان،۱۳۹۶). با توجه به بیان ارتباط دو سویه‌ی بین شکل‌گیری جزیره‌ی حرارتی و افزایش دمای شهری شکل (۱) نمودار روند شکل‌گیری این پدیده را نشان می‌دهد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]



شکل۱: روند شکل‌گیری جزیره حرارتی و افزایش گرمای شهری (ماخذ:۲۰۱۵,Nuruzzaman)

کاربری و پوشش زمین (LU/LC) در مناطق مختلف می‌توانند در برآورد و تخمین میزان دمای سطح زمین بکار گرفته شوند. از سمتی هم فعالیت‌های انسانی و طبیعی باعث تغییر در کاربری و پوشش زمین در مناطق شهری شده است (Rajeshwari & Mani,۲۰۱۴). در دهه‌ی گذشته تلاش‌ها و پیشرفت‌های زیادی برای دست‌یابی به روشی جهت سنجش LST از طریق داده‌های سنجش از دور شده است (Li,۲۰۱٦). ابزارهای سنجش از دور برای انجام اینگونه مطالعات و تولید نقشه‌ی حرارت سطح زمین (LST) در مقیاس زمانی- فضایی مورد نظر نقش اصلی را ایفا می‌کنند (André et al,۲۰۱۵). در روش‌های سنجش از دور به منظور بررسی پدیده‌های مختلف سطح زمین، هزینه و زمان کمتری صرف می‌گردد (Niu et al,۲۰۱۵). از مزایای استفاده از سنجش دور می‌توان به پوشش مداوم و تکراری و همچنین ارزیابی ویژگی‌های زمین با وضوح بالا اشاره کرد (Owen et al,۱۹۹۸).

داده‌ی مادون قرمز حرارتی (TIR) در سنجش از دور می‌تواند به بدست آوردن اطلاعات کمّی دمای سطح زمین کمک زیادی نماید. برای بدست آوردن این داده‌ها از سیستم‌های تصویربرداری ماهواره‌ای مختلفی استفاده می‌گردد. در سنجش و برآورد LST از طریق معادله‌ی انتقالی تابش و الگوریتم‌های تک کانالی به کمک داده‌های مادون قرمز حرارتی از سنسورهای TM (Thematic Mapper) استفاده می‌گردد (José et al,۲۰۰۴). در سال ۲۰۰۷ Yue و همکارانشان تحت پژوهشی ارتباط بین حرارت سطوح شهر و شاخص سبزینگی پوشش گیاهی را در شهر شانگهای چین مورد ارزیابی قرار داده‌اند. در این پژوهش صرفا از سیستم ماهواره‌ای Landsat۷ ETM+ استفاده شده که نتایج نشان می‌دهد قدر مطلق میزان این ارتباط نزدیک به ۵۰٪ می‌باشد و نوع ارتباط معکوس است. همچنین پژوهش دیگری که توسط Anbazhagan و همکارانشان در سال ۲۰۱۶ صورت گرفته از سیستم ماهواره‌ای Landsat۵ و Landsat۷ جهت سنجش ارتباط بین LST و NDVI در دو دهه اخیر شهر Salem در جنوب هند بهره گرفته است. نتایج این پژوهش هم حاکی از آنست که نوع ارتباط معکوس و میزان قدرمطلقی آن بین ۱۹٪ تا ۲۱٪ می‌باشد.

با توجه به پیشینه مطالعات در پژوهش حاضر سعی شده است جهت سنجش و برآورد زمانی- فضایی حرارت سطوح از دو سیستم‌های به روزتری همچون Landsat۸ که کمتر مورد مدلسازی قرار گرفته است بهره گرفته شود. البته از آنجایی که این برآوردها بصورت فرآیندی مورد هدف بوده است، محدودیت دسترسی به تصویر ماهواره‌ای Landsat۸

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

بدون پوشش ابری در مرداد ماه یک دهه اخیر کلانشهر تهران الزاما بهره‌گیری از سیستم ماهواره‌ای دیگری را فراهم نموده است. همچنین با توجه به تفاوت فرآیند تهیه خروجی‌های فضایی حرارت سطوح شهری سیستم در ماهواره ASTER نسبت به ماهواره لندست، تلاش به معرفی دو فرآیند در دوسیستم متفاوت در این پژوهش بوده است در واقع سیستم ماهواره‌ای لندست فرصت ویژه‌ای را برای بازیابی دمای سطح زمین فراهم کرده است (Roy et al,۲۰۱۴; Weng et al,۲۰۱۴)، که با ذخیره‌ی داده‌های دوره‌های زمانی نسبتا طولانی لندست ۳ در سال ۱۹۷۸ راه‌اندازی گردید (Markham et al,۲۰۰۴). از اسکنر چند طیفی (MSS; Multispectral Scanner) در لندست۳ تا تماتیک مپر (TM) در لندست ۴ و ۵ و پیشرفت آن در (ETM+; Enhanced Thematic Mapper Plus) در لندست۷ تنها یک کانال مادون قرمز حرارتی در دسترس وجود دارد (Huang et al,۲۰۱۰). سنسورهای TM قبلی و ETM+ فقط یک باند حرارتی دارا می‌باشند، در حالی که در TIRS لندست ۸ دو طیف مجاور باند حرارتی وجود دارد. این ویژگی برای الگوریتم اسپلیت ویندوز (SW) مناسب می‌باشد. الگوریتم SW با استفاده از دو باند حرارتی در پنجره‌ی جوی بین ۱۰ تا ۱۲ میکرون واقع شده است (Sobrino et al,۱۹۹۳).

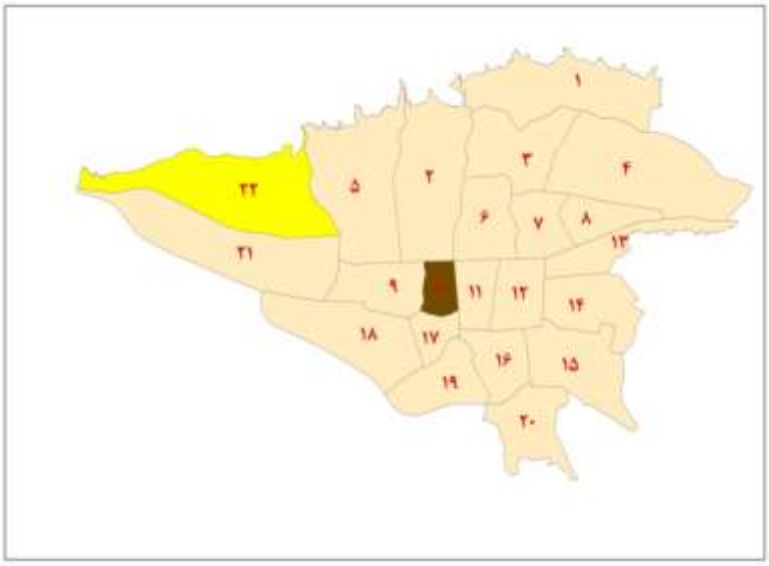
سیستم ماهواره‌ای ASTER دارای ابزار تصویربرداری پردازنده‌ی ترا (Terra) متعلق به سیستم مشاهده‌ی زمین (EOS; Earth Observing System) ناسا است که در دسامبر سال ۱۹۹۹ با تلاش مشترک ناسا و وزارت اقتصاد، تجارت و صنعت ژاپن و سیستم فضایی ژاپن راه‌اندازی شده است. سنجنده‌ی ASTER با وضوح تصاویر بین ۱۵ تا ۹۰ متر برای ایجاد نقشه‌های دقیق دمای سطح زمین، بازتاب و ارتفاع بکار گرفته می‌شود (http://asterweb.jpl.nasa.gov). در ماهواره‌ی ASTER تصاویر سیاره‌ی زمین با کیفیت قابل وضوح و در ۱۴ باند مختلف از طیف الکترومغناطیسی اعم از نورهای مرئی تا نورهای مادون قرمز حرارتی فراهم می‌آورد. اندازه‌ی هر صفحه از تصویر در این سیستم ماهواره‌ای منطقه‌ای ۶۰*۶۰ کیلومتر را پوشش می‌دهد (Abrams & Simon,۲۰۰۵). همچنین قدرت تفکیک فضایی در طول موج مختلف متفاوت است: در نورهای مرئی و نزدیک به مادون قرمز (VNIR; Visible and Near-Infrared) ۱۵ متر، در فروسرخ موج کوتاه (SWIR; Short Wave Infrared) ۳۰ متر و مادون قرمز حرارتی ۹۰ متر می‌باشد (رضایی‌راد،۱۳۹۶). لازم به ذکر است اشاره گردد با توجه به مطالعات و مستندات علمی موجود در ادبیات موضوع حرارت سطوح شهری و شدت جزیره‌های حرارتی صرفا به مقدار شاخص سبزینگی گیاهی وابسته نیست و عوامل دیگری همچون ارتفاع، رطوبت، سرعت باد، جهت باد، شرایط اقلیمی، نحوه استقرار ساختمانها در شهر و .... در شدت این پدیده تاثیر بسزایی دارند. با این حال هدف از پژوهش حاضر ثابت در نظر گرفتن متغیرهای مستقل دیگر بوده و صرفا سنجش میزان همبستگی متغیر مستقل سبزینگی گیاهی بر روی متغیر وابسته حرارت سطوح شهری در بازه زمانی (۹۴-۱۳۸۲) بزرگترین شهر کشور مورد هدف می‌باشد.

داده‌ها و روش کار

شهر تهران در کوهپایه‌های جنوبی ارتفاعات البرز و در حد فاصل طول جغرافیایی ۵۱ درجه و ۲ دقیقه تا ۵۱ درجه و ۳۶ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۵ درجه ۳۴ دقیقه تا ۳۵ درجه و ۵۰ دقیقه شمالی گسترده است. ارتفاع شهر در شمالی‌ترین نقطه به ۱۸۰۰ و تا ۱۲۰۰ متر در مرکز و ۱۰۵۰ متر در جنوب می‌رسد (کرمپور و همکاران،۱۳۹۵). این بستر از سمت جنوب به حاشیه شمال غربی کویر مرکزی، از سمت شمال به دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی، از شرق به

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

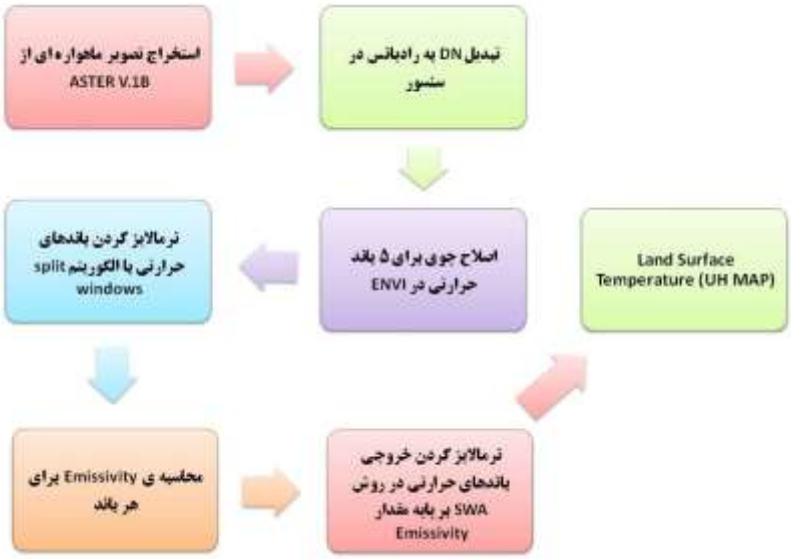
دره های جاجرود، و از سمت غرب به دره‌های کرج محدود شده است. شکل (۲) موقعیت بالاترین تراکم جمعیتی (منطقه ۱۰) و پایین‌ترین تراکم جمعیتی (منطقه ۲۲) را در بین ۲۲ مناطق کلانشهر تهران نشان می‌دهد.



شکل۲: موقعیت نسبی مناطق ۲۲ گانه شهر تهران در محدوده مطالعاتی

پژوهش حاضر از نظر هدف از نوع کاربردی و از لحاظ روش انجام آن، توصیفی- تحلیلی می‌باشد. ادبیات نظری با استفاده از روش کتابخانه‌ای و و مرور ادبیات مربوط به حرارت سطوح شهری و ارتباط آن با تعادل انرژی سطح در شهر انجام شده است. جهت تحلیل الگوی تغییرات زمانی- فضایی حرارت سطح کلانشهر تهران بین سالهای ۹۴-۱۳۸۲ در اثر تحولات شهرنشینی و شهرسازی با کمک دو سیستم متفاوت ماهواره‌ای مختلف صورت گرفته است. در همین راستا ابتدا تصاویر ماهواره‌ای بدون پوشش ابری و صاف کلانشهر تهران توسط ماهواره‌ی Landsat۸ برای سال ۲۰۱۵ و ماهواره‌ی Aster برای سال ۲۰۰۳ از طریق سایت ناسا تهیه شده است. در ادامه به کمک نرم‌افزار Envi از طریق الگوریتم‌های مختلف نقشه‌های فضایی میزان حرارت سطوح و شاخص نرمال شده‌ی پوشش گیاهی کل مناطق ۲۲گانه‌ی شهر تهران برآورد شده است. در انتها هم در محیط GIS از طریق ابزارهای سنجش همبستگی فضایی میزان ارتباط نقطه به نقطه سبزینگی پوشش گیاهی با حرارت سطوح شهری تهران در طی یک دهه‌ی اخیر سنجش شده است. لازم به ذکر است از آنجایی که از دو سیستم متفاوت جهت برآوردها بهره گرفته شده، لایه‌های فضایی تولید شده از تصویر هر سیستم ماهواره‌ای در قالب شبکه‌ی (Grid) مربعی شکل به ابعاد ۱۰۰*۱۰۰ و از طریق تحلیل‌های فضایی Zonal Statistical ارزشگذاری پیکسل‌های هم ارز صورت گرفته که مبنای تحلیل و سنجش همبستگی‌ها بوده است. فرآیند تهیه در ادامه ابتدا با استفاده از نرم‌افزار Envi طبق شکل (۳) زیر فرآیند استخراج نقشه‌ی حرارت سطوح شهر در با استفاده از تصویر ماهواره‌ای Aster تشریح شده است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]



شکل ۳: فرآیند استخراج نقشه حرارت سطوح شهری با استفاده از تصویر ماهواره‌ای ASTER

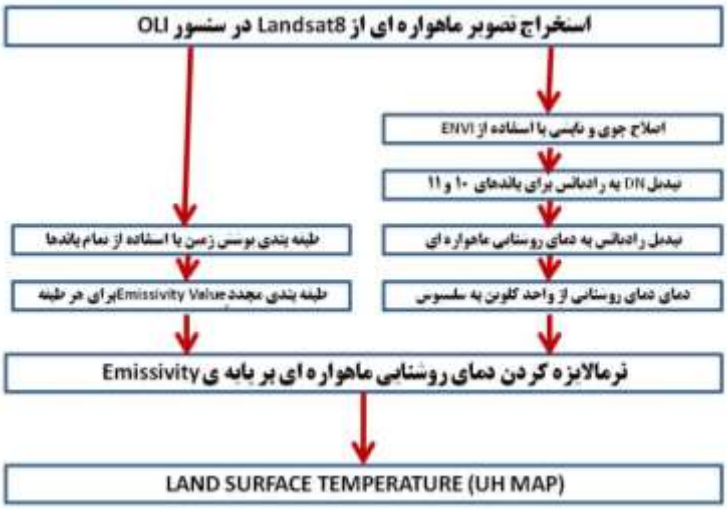
بعد از استخراج تصویر ماهواره‌ای به کمک ابزارهای موجود در Envi۵,۱ لایه‌ی (Digital Number) DN به لایه‌ی رادیانس در سنسورهای درخشندگی طیفی تبدیل شده است. DN در سیستم‌های سنجش از راه دور یک متغیر اختصاص یافته به یک پیکسل، به صورت یک عدد باینری در بازه‌ی ۰ تا ۲۵۵ است. انرژی‌های تعیین شده در سیستم سنجش از راه دور بین ۲۵۶ بخش تقسیم شده است. برای یک پیکسل ممکن است چند DN متفاوت مربوط به باندهای مختلف ثبت شده است (Srivanit & Hokao,۲۰۱۲). سنسورهای درخشندگی طیفی مقدار انرژی دریافت شده توسط سنسورهای ماهواره‌ای را نشان می‌دهد. اولین گام در تبدیل اطلاعات تصاویر ماهواره‌ای به مقیاس فیزیکی تابش (رادیومتریک) محاسبه‌ی میزان درخشندگی طیفی است (Zareie et al,۲۰۱۶). برای تبدیل DN به رادیانس در سنسور در ماهواره‌ی ASTER از ضریب تبدیل واحد (تعریف شده به عنوان درخشندگی و رادیانس در هر یک DN) استفاده می‌گردد. در این ماهواره برای بدست آوردن رادیانس از مقدار DN طبق معادله‌ی زیر باید اقدام نمود:

رادیانس (درخشندگی طیفی) = (مقدار DN − ۱) * ضریب تبدیل واحد

در ادامه اصلاح جوی برای ۵ باند حرارتی با ابزارهای مورد نیاز در محیط Envi انجام گرفته شده است. نرمالایز کردن ۵ باند حرارتی با الگوریتم SW (Split Windows) در مرحله‌ی بعدی اجرا شده است. برای نرمالایز کردن خروجی مرحله‌ی قبل بر پایه‌ی مقدار Emissivity ابتدا این مقدار برای هر باند محاسبه شده است. در انتها با نرمالایز کردن باندهای حرارتی در روش SWA بر پایه‌ی مقدار ارزش Emissivity برای هر باند میزان شدت حرارت سطح کلانشهر تهران به صورت نقشه‌ی فضایی استخراج شده است.

همچنین شکل (۶) نمودار فرآیند استخراج نقشه‌ی حرارت سطوح شهری را این بار با استفاده از تصویر ماهواره‌ای Landsat۸ نشان می‌دهد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]



شکل ۴: فرآیند استخراج نقشه حرارت سطوح شهری با استفاده از تصویر ماهواره‌ای Landsat۸

بعد از استخراج تصویر ماهواره‌ای از Landsat۸ در سنسور OLI (Operational Land Imager) دو فرآیند به موازات صورت گرفته است. از یک سو ابتدا اصلاح جوی و تابشی در محیط Envi انجام شده و در ادامه برای باندهای ۱۰ و ۱۱ DN به رادیانس‌های طیفی تبدیل شده است. در ماهواره‌ی Landsat۸ محاسبه‌ی رادیانس طیفی (L_λ) در سنسور در واحد (M^2*Ster*um) به صورت معادله زیر تعریف می‌گردد (Yuan et al,۲۰۰۷):

$$L_\lambda = Grescale * QCAL + Brescale$$

همچنین می‌توان از فرمول زیر هم بهره برد:

$$L_\lambda = (Lmax-Lmin/Qcalmax- Qcalmin) * (Qcal- Qcalmin) + Lmin$$

در معادلات فوق منظور از Qcal کوانتیزه‌ی ارزش پیکسل کالیبره شده در DN است.

Grescale = عامل افزایش تغییر مقیاس یک باند خاص در DN است.

Brescale = عامل متمایل به تغییر مقیاس یک باند خاص در DN است.

همچنین منظور از Qcalmax حداکثر کوانتیزه مقدار پیکسل کالیبره و Qcalmin حداقل کوانتیزه حداقل مقدار پیکسل کالیبره است. Lmin درخشندگی طیفی است که به Qcalmin مدرج و Lmax درخشندگی طیفی است که به Qcalmax مدرج شده است.

در مرحله‌ی بعدی لایه‌ی رادیانس طیفی به دمای روشنایی (BT; Brightness Temperature) ماهواره‌ای تبدیل شده است. در دمای روشنایی سطح زمین به عنوان یک جسم سیاه فرض می‌گردد. مقدار رادیانس (درخشندگی)حرارتی از تبدیل رادیانس (درخشندگی طیفی) به دمای روشنایی (BT) با استفاده از ثابت‌های حرارتی توسط معادله‌ی زیر بدست آمده است:

$$BT = K_2/Ln ((K_1/ L_\lambda)+1)$$

در معادله‌ی فوق منظور از BT دمای روشنایی ماهواره بر حسب کلوین، L_λ رادیانس طیفی، K_1 کالیبراسیون ثابت ۱ و K_2 کالیبراسیون ثابت ۲ از اطلاعات پایه می‌باشد. همچنین در ادامه دمای روشنایی با کمک معادله‌ی زیر از واحد کلوین به واحد سلسیوس تبدیل شده است:

$$BT_c = BT_k - ۲۷۳,۱۵$$

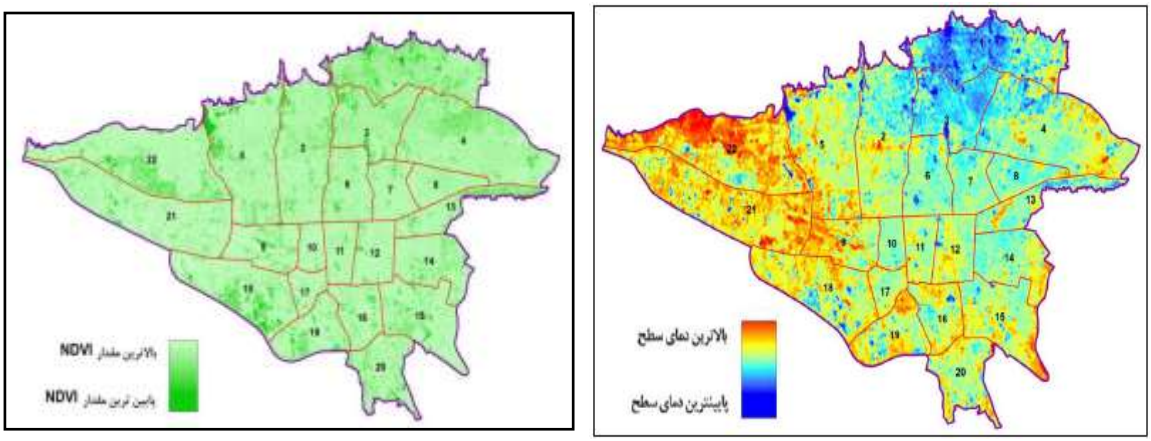
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

به موازات در سمت دیگر با استفاده از تصویر خام ماهواره‌ای مورد نظر ابتدا طبقه‌بندی پوشش زمین برای تمام باندها و در ادامه براساس مقدار Emissivity مجددا طبقه‌بندی برای هر طبقه شکل گرفته است. در انتها هم با استفاده از نرمالایز کردن دمای روشنایی ماهواره‌ای در واحد درجه‌ی ساسیوس بر پایه‌ی Emissivity حرارت سطوح شهری به صورت نقشه فضایی تولید می‌گردد.

شرح و تفسیر نتایج

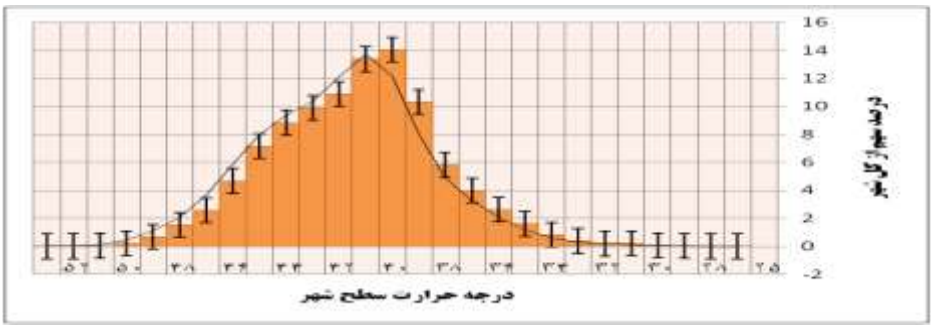
- **حرارت سطوح و NDVI در سال ۱۳۸۲ تهران**

همانطور که پیش‌تر در بخش داده‌ها و روش کار به طور مفصل بیان گردید، جهت تهیه نقشه فضایی حرارت سطح کلانشهر تهران در سپتامبر ۲۰۰۳ (اواخر مرداد ماه ۱۳۸۲) از اطلاعات ماهواره‌ای Aster تصویر بدون پوشش ابری و صاف استفاده شده است. همچنین با توجه به روابط استخراج لایه‌ی پوشش گیاهی نرمال شده که در مقدمه بیان شد، شکل (۴) نقشه‌ی NDVI و شدت جزیره حرارتی در کلانشهر تهران برای مرداد ماه۱۳۸۲ را نشان می‌دهد.



شکل ۵: شدت جزیره حرارتی و سبزینگی کلانشهر تهران در مرداد ۱۳۸۲

همانگونه که در نقشه هم مشخص شده است، حوزه غربی شهر بالاترین دمای سطح را نسبت به سایر حوزه‌ها در سال ۱۳۸۲ داشته است. همچنین حوزه‌ی شمالی از این نظر نسبت به سایر قسمتهای شهر پایین‌ترین دمای سطح را به خود اختصاص داده است. از سمتی هم با توجه به خروجی شاخص NDVI فوق میانگین این شاخص برابر با ۰,۰۶- برآورد شده است. در ادامه با توجه به لایه‌ی خروجی شدت حرارت دمای سطح در محیط GIS میزان سهم از لحاظ مساحتی در دماهای مختلف محاسبه شده است که شکل (۵) نتایج را نشان می‌دهد.



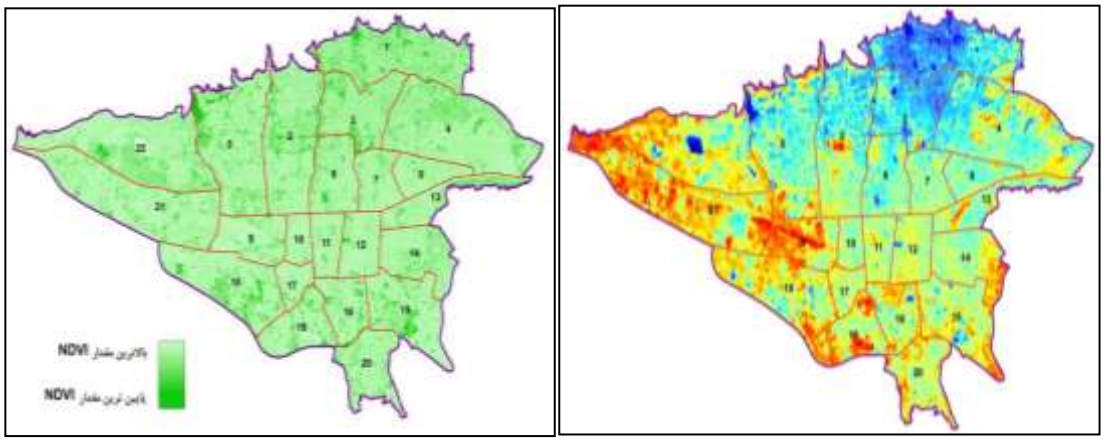
شکل ۶: میزان سهم از کل شهر در حرارتهای مختلف در مرداد ۱۳۸۲ تهران

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

طبق آمار موجود در نمودار فوق نزدیک به ۳۸٪ از مساحت کل شهر تهران در مرداد ماه ۱۳۹۴ حرارت سطحی بین ۴۰ تا ۴۲ درجه سانتی‌گراد را به خود اختصاص داده است. همچنین در ۱۴٪ از مساحت شهر بیشترین میزان حرارت (۴۰ درجه سانتی‌گراد) برآورد شده است.

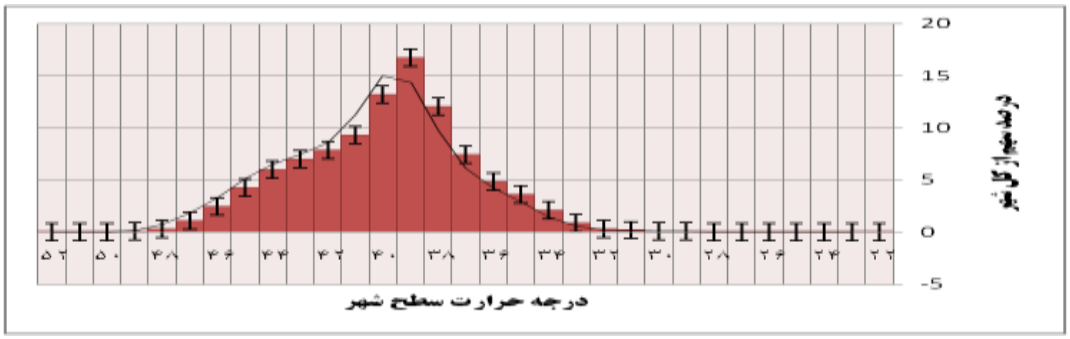
- **حرارت سطوح و NDVI در سال ۱۳۹۴ تهران**

در این پژوهش جهت برآورد فضایی حرارت سطوح شهری کلانشهر تهران در مرداد ماه ۱۳۹۴ از تصویر ماهواره‌ای Landsat۸ در تاریخ آگوست ۲۰۱۵ در وضعیت بدون پوشش ابری و هوای صاف بهره گرفته شده است. بعد از انجام فرآیندی که در روش کار توصیف شد، شکل (۷) خروجی نهایی شدت جزیره حرارتی و میزان سبزینگی گیاهی کلانشهر تهران را نشان می‌دهد.



شکل (۷): شدت جزیره حرارتی و سبزینگی کلانشهر تهران در مرداد ۱۳۹۴

به نظر می‌رسد تحولات ساخت و ساز و توسعه‌ی کالبدی یک دهه اخیر در حوزه غربی و حوزه شمالی شهر تهران باعث تغییرات در حرارت سطوح مناطق غربی شده است. حوزه‌ی شمالی به نوعی هم با کاهش حرارت سطوح هم با تعداد مناطق خنک بیشتر همراه شده است. از سمت دیگر افزایش حرارت سطوح از قسمت شمال حوزه غربی به سمت قسمت جنوبی تغییر وضعیت داده است. میانگین مقدار شاخص نرمال شده پوشش گیاهی در این سال در مناطق بیست و دوگانه شهر تهران ۰,۱ محاسبه شده است. همچنین شکل (۸) نمودار میزان سهم از لحاظ مساحتی را برای مقدار حرارت مختلف سطوح کلانشهر تهران در مرداد ماه ۱۳۹۴ نشان می‌دهد.



شکل ۸: میزان سهم از کل شهر در حرارتهای مختلف در مرداد ۱۳۹۴ تهران

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

نمودار حاکی از آنست که بیش از ۴۲٪ از مساحت شهر در بازه‌ی زمانی اشاره شده، از دمای سطح بین ۳۸ تا ۴۰ درجه‌سانتی‌گراد برخوردارند. حرارت سطح ۳۹ درجه سانتی‌گراد بیشترین مساحت از شهر (۱۷٪) را فرا گرفته است. مقایسه‌ی انرژی حرارتی سطوح در طی یک دهه‌ی اخیر شهر تهران در جدول (۱) به صورت خلاصه نشان داده شده است. کمینه‌ی حرارت در سال ۱۳۹۴ با مقدار ۲۲,۱۳ درجه سانتی‌گراد کمتر از سال ۱۳۸۲ با ۲۵,۸۰ درجه‌ی سانتی‌گراد می‌باشد. همچنین میانگین حرارت سطوح مناطق بیست و دوگانه‌ی شهر تهران در مرداد ماه در سال ۱۳۸۲ از ۴۰,۸۸ درجه‌ی سانتی‌گراد به ۴۰,۴۱ درجه‌ی سانتی‌گراد در سال ۱۳۹۴ کاهش یافته است

جدول ۱: مشخصات آماری حرارت سطح شهر تهران

حرارت سطوح شهر	MIN	MAX	MEAN	STD
LSTسال ۱۳۸۲	۲۵.۸۰	۵۲.۲۲	۴۰.۸۸	۳.۱۳
LSTسال ۱۳۹۴	۲۲.۱۳	۵۲.۹۱	۴۰.۴۱	۳.۰۷

البته همانگونه که در جدول فوق نشان داده شده است، بیشینه‌ی حرارت در سال ۱۳۹۴ نزدیک به ۰,۷ درجه‌ی سانتی‌گراد بالاتر از حرارت در سال ۱۳۸۲ می‌باشد. البته این تغییرات به صورت نقطه به نقطه از طریق رگرسیون فضایی در محیط GIS محاسبه شده است که میانگین این تغییرات در سطح مناطق ۲۲گانه در جدول شماره (۲) محاسبه شده است.

جدول ۲: میانگین تغییرات حرارت سطح شهر تهران در طول یک دهه اخیر

مناطق کلانشهری تهران	میانگین میزان تغییرات حرارتی در یک دهه اخیر در سطح منطقه(بر حسب سانتی گراد)
منطقه ۱	-۰.۸۵
منطقه ۲	-۰.۸۲
منطقه ۳	-۰.۲۳
منطقه ۴	-۰.۶۸
منطقه ۵	-۱.۸۰
منطقه ۶	-۰.۳۸
منطقه ۷	۰.۲۰
منطقه ۸	۰
منطقه ۹	۱.۷
منطقه ۱۰	۰.۱۳
منطقه ۱۱	-۰.۱۵
منطقه ۱۲	-۰.۲۳
منطقه ۱۳	۰.۳۱
منطقه ۱۴	۰.۶۳
منطقه ۱۵	-۰.۲۱
منطقه ۱۶	-۰.۱۰
منطقه ۱۷	-۰.۱۲
منطقه ۱۸	۰.۱۱
منطقه ۱۹	۱.۰۰
منطقه ۲۰	۰.۴۰
منطقه ۲۱	۰
منطقه ۲۲	-۲.۲۴

براساس محاسبات صورت گرفته مناطق ۲۲ و ۵ (حوزه غربی شهر) بیشترین کاهش حرارت سطح را در طی یک دهه اخیر داشته‌اند. مناطق ۹ و ۱۹ (حوزه جنوب غربی شهر) به دلیل وجود کاربری‌های ویژه (فرودگاهی و صنعتی) بیشترین حرارت سطح را به بار آورده‌اند. با توجه به آمار فوق می‌توان اذعان داشت کمترین تغییر در میزان حرارت سطح یک دهه اخیر شهر تهران مناطق حوزه مرکزی شهر می‌باشند که کمترین تغییرات و تحولات فعالیتی و عملکردی را تجربه کرده‌اند. همین‌طور جدول (۳) مقایسه‌ی آماری شاخص پوشش گیاهی نرمال شده را در طی یک دهه‌ی اخیر را بازگو می‌کند.

جدول ۳: مشخصات آماری شاخص پوشش گیاهی نرمال شده شهر تهران

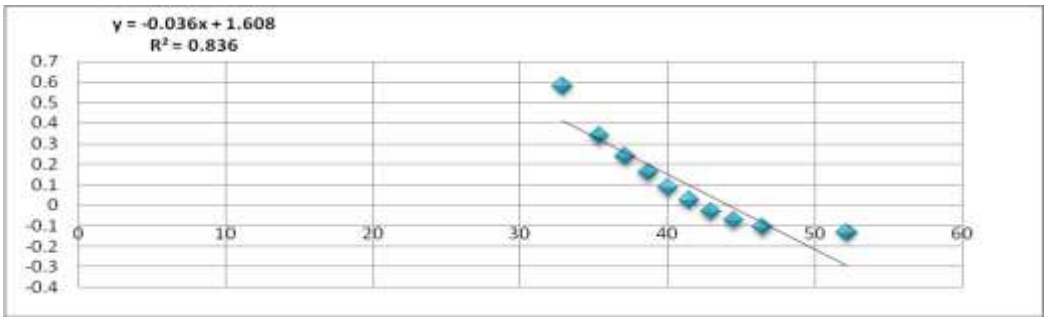
پوشش گیاهی نرمال شده	MIN	MAX	MEAN	STD
NDVIسال ۱۳۸۲	-۰.۳۸	۰.۵۸	-۰.۰۶	۰.۰۹
NDVIسال ۱۳۹۴	-۰.۱۷	۰.۵۸	۰.۱۰	۰.۰۷

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

جدول (۳) نشان می‌دهد میانگین شاخص پوشش گیاهی نرمال شده در طی یک دهه‌ی اخیر در شـهر تهـران از ۰,۰۶- به ۰,۱ افزایش یافته است. همچنین قابل ذکر است در بیشینه‌ی این شاخص تفاوت آنچنـانی دیـده نمـی‌شـود، امـا در کمینه‌ی آن افزایش ۰,۲۱ به چشم می‌خورد. افزایش استفاده از پوشش گیاهی به صورت پارک‌ها، رودره‌ها و حاشیه‌ی بزرگراه‌ها از جمله اصلی‌ترین عوامل این افزایش در شاخص مورد نظر بوده است.

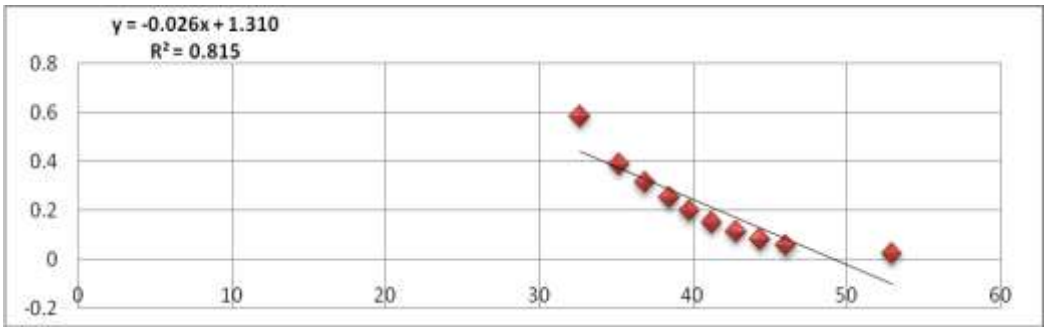
نتیجه‌گیری

برمبنای یافته‌های پژوهش با توجه به الگوی فضایی حرارت سطح و شاخص پوشش گیاهی نرمال شده کلانشـهر تهـران در فصل گرم سال در طول یک دهه‌ی اخیر (بین سالهای ۱۳۸۲ تا ۱۳۹۴) از طریق محاسبه‌ی رگرسـیون فضـایی بـا استفاده از Spatial Analysis همبستگی فضایی بین دو لایه‌ی مورد نظر برای هر سـال محاسـبه گردیـده شـده اسـت. شکل (۹) نمودار ارتباط و معادلات رگرسیونی بین حرارت سطح و شاخص پوشش گیاهی نرمال شده را در سال ۱۳۸۲ ترسیم کرده است.



شکل ۹: همبستگی فضایی بین LST و NDVI در مرداد سال ۱۳۸۴

میزان ارتباط ۸۳٪ بین LST و NDVI نشان از تاثیرگذاری میزان سبزینگی پوشش گیاهی در کنترل شدت جزیره‌هـای حرارتی پایتخت کشور می‌باشد. البته با توجه به معادله رگرسیونی (ضریب X) بدست آمده این ارتبـاط از نـوع منفـی و معکوس بوده است. در واقع با افزایش میزان سبزینگی پوشـش گیـاهی، حـرارت سـطوح شـهر تهـران و نهایتـا شـدت جزیره‌های حرارتی در آنها با کاهش همراه می‌گردد. همچنین در ادامه برآورد همبستگی برای ایـن دو متغیـر در سـال ۱۳۹۴ هم محاسبه شده است که شکل (۱۰) نوع و میزان کمیت این ارتباط را بیان می‌کند.



شکل ۱۰: همبستگی فضایی بین LST و NDVI در مرداد سال ۱۳۹۴

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

این برآورد همبستگی فضایی از طریق معادلات رگرسیونی بعد از گذشت بیش از یک دهه نشان می‌دهد مقدار این همبستگی به صورت نقطه به نقطه از ۰,۸۳ سال ۱۳۸۲ به مقدار ۰,۸۱ سال ۱۳۹۴ کاهش یافته است، البته از آنجایی که همچنان ضریب (X) منفی بوده این نوع ارتباط از نوع معکوس می‌باشد. طبیعتا این کاهش همبستگی نشان از افزایش سهم عوامل دیگر یا اضافه شده عاملی جدید به عوامل موثر در این ارتباط و همبستگی فضایی است. با توجه به توسعه‌های کالبدی در طی بازه زمانی مد نظر، یکی از اصلی‌ترین عواملی که دستخوش تغییرات شده است پراکنش و شدت فعالیت‌های انسانی حاصله از نظام برنامه‌ریزی شهری بویژه در بعد از سال ۱۳۸۶ شهر تهران که با ابلاغ اجرایی سند طرح جامع ساختاری- راهبردی شهر همراه بوده است می‌باشد. بر میزان دما و حرارت شهری است. شهرنشینی و شهرسازی اصلی‌ترین عوامل در تغییر در الگوی حرارتی سطح کلانشهر تهران می‌باشد، زیرا اتخاذ سیاست‌های مختلف در این حوزه‌ها می‌تواند منجر به تغییر در الگوهای حرکتی، فعالیتی و زیستی در مناطق مختلف شهر تهران گردد. در نتیجه با تغییر هر یک از این الگوها مقدار حرارت سطوح و در نتیجه شدت جزیره حرارتی و نهایتا میزان تعادل انرژی در سطح دستخوش تغییرات خواهد شد.

بنابراین در مجموع می‌توان از این الگو دربرآورد شدت جزیره حرارتی در طول ساعات و زمانهای متفاوت جهت برنامه‌ریزی و مدیریت شهری با هدف نهایی برقراری سطح تعادل در انرژی سطوح شهری استفاده نمود. نتایج پژوهش حاضر را می‌توان در دو بخش مورد توجه قرار داد. ابتدا اینکه تحلیل‌های همبستگی صورت گرفته به صورت مستند میزان اثرگذاری پوشش گیاهی و فضاهای سبز شهری را در کاهش شدت جزیره‌های حرارتی به اثبات می‌رساند. این مهم در حالی است که با مقایسه نتایج این پژوهش با نتایج پژوهش‌های دیگری که در پیشینه‌ی مطالعات اشاره گردید، متوجه میزان همبستگی نسبی بالاتر دو متغیر مورد نظر (LST و NDVI) در شهر تهران نسبت به سایر شهرهای دنیا بوده است. در نتیجه جهت کاهش حرارت سطوح شهری و کاهش پیامدهای منفی پدیده جزیره‌ی حرارتی شهر استفاده‌ی بیشتر از گونه‌های گیاهی متناسب با اقلیم شهر تهران پیشنهاد می‌گردد. نکته حائز اهمیت دوم اینکه با توجه به کاهش میزان مقدار همبستگی بین LST و NDVI در طی یک دهه اخیر میانگین حرارت سطوح در مناطق ۲۲گانه شهر تهران کاهش یافته است. در واقع کاهش ۲ درصدی این همبستگی به معنای افزایش اثرگذاری عوامل دیگری همچون فعالیت‌های انسانی، عوامل ساختاری- کالبدی شهر و ... بر شدت جزیره حرارتی کلانشهر تهران است. استفاده از مصالح با ضریب آلبدو (بازتاب) بالا، تعیین پهنه‌های مختلف با سکونت در کلیه مناطق شهر، انتقال کاربری‌های پر حرارت همچون کارگاهی- صنعتی سنگین به بیرون محدوده‌ی شهر و رعایت جهت‌گیری مناسب ساخت و ساز شهری جهت تهویه‌ی طبیعی هوا و پیش‌بینی سناریوهای مختلف چیدمان فعالیت‌های شهری از جمله پیشنهادهایی است که به برنامه‌ریزان، طراحان و مدیران شهری در راستای دست‌یابی به توسعه پایدار محیطی در کلانشهر تهران یاری می‌رساند. همچنین برنامه‌ریزان شهری بایستی تمرکزشان بر تعیین شیوه‌ها و پارامترهای مناسب که قادر به کاهش فعالیت‌های انسانی براساس اصلاحات تکنولوژیکی هستند، باشد. بنابراین پارامترها (مرتبط با ساختمان‌ها و طراحی شهری) و شیوه‌ها (مرتبط با ترافیک) را می‌توان در هر شهر مشخص کرد و راه‌حل‌های تکنولوژیکی احتمالا بر اصلاح اقدامات کاهش حرارت انسانی ارائه می‌گردد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

منابع

رضایی‌راد، هادی؛ و مجتبی رفیعیان. ۱۳۹۳. ارزیابی و سنجش اثرات فرم معماری مجتمع‌های مسکونی در میزان غلظت آلودگی هوا با استفاده از Envi-met (نمونه موردی: قیطریه تهران)، اولین همایش علمی- دانشجویی هوای پاک، جهاد دانشگاهی، دانشگاه بهشتی، تهران.

رضایی‌راد، هادی؛ مجتبی رفیعیان. ۱۳۹۶. روندیابی تغییرات حرارتی سطوح شهر تهران با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، *نشریه علمی- پژوهشی پژوهش‌های محیط زیست*، تهران.

رضایی‌راد، هادی. ۱۳۹۶. تحلیل اثرات برنامه‌ریزی کالبدی بر تعادل انرژی در نواحی شهر تهران، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.

کرمپور، مصطفی؛ محمد سلیقه؛ میثم طولابی‌نژاد و زهرا زارعی چغابلکی. ۱۳۹۵. بررسی آلودگی هوای شهر تهران به روش وارونگی بحرانی هافتر، *نشریه علمی- پژوهشی تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، دانشگاه خوارزمی، **۳ (۱)**: ۵۱-۶۴.

Abrams, M.; H. Simon. ۲۰۰۵. ASTER User Handbook, Version۲, Jet Propulsion Laboratory.

Anbazhagan, S.; C. Paramasivam. ۲۰۱٦. Statistical Correlation between Land Surface Temperature (LST) and Vegetation Index (NDVI) using Multi-Temporal Landsat TM Data, *International Journal of Advanced Earth Science and Engineering*, vol. **۵(۱)**: pp.۳۳۳-۳٤٦.

Anderson, M.; J. Norman, W. Kustas, R. Houborg, P. Starks and N. Agam. ۲۰۰۸. A thermal- based remote sensing technigue for routine mapping of land- surface carbon, water and energy fluxes from field to regional scales. *Remote Sensing of Environment*, **۱۱۲(۱۲)**: ٤۲۲۷-٤۲٤۱.

André, C.; C. Ottle, A. Royer and F. Maignan. ۲۰۱۵. Land surface temperature retrieval over circumpolar Arctic using SSM/I–SSMIS and MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, **۱٦۲**, ۱-۱۰.

Bhang, K.; S. Park. ۲۰۰۹. Evaluation of the Surface Temperature Variation With Surface Settings on the Urban Heat Island in Seoul, Korea, Using Landsat-۷ ETM+ and SPOT. *Geoscience and Remote Sensing Letters*, IEEE, Volume: ٦ , Issue: ٤, Page(s): ۷۰۸- ۷۱۲.

Bobrinskaya, M. ۲۰۱۲. "Remote Sensing for Analysis of Rela- Tionships between Land Cover and Land Surface Temperature in Ten Megacities." (December).

Chander, G.; B. Markham and D. Helder. ۲۰۰۹. Summary of current radiometric, *Remote sensing of environmental*, **۱۱۳(۵)**: ۸۹۳-۹۰۳.

Collatz, G.; L. Bounoua, S. Los, D. Randall, I. Fung and P. Sellers. ۲۰۰۰. A mechanism for the influence of vegetation on the response of the diurnal temperature range to changing climate, *Geophys. Res. Lett*., **۲۷**, ۳۳۸۱-۳۳۸٤.

Gartland, L. ۲۰۰۸. HEAT ISLANDS UNDERSTANDING AND MITIGATING HEAT IN URBAN AREAS. Earthscan in the UK and USA in: Typeset by MapSet Ltd, Gateshead,UK.

Guillevic, P.; J. Privette, B. Coudert, M. Palecki, J. Demarty, C. Ottle and J. Augustine. ۲۰۱۲. Land Surface Temperature product validation using NOAA's surface climate observation networks—Scaling methodology for the Visible Infrared Imager Radiometer Suite (VIIRS), *Remote Sensing of Environment*, **۱۲٤**.

Huang, C.; S. Goward, J. Masek, N. Thomas, Z. Zhu and J. Vogelmann. ۲۰۱۰. An automated approach for reconstructing recent forest disturbance history using dense Landsat time series stacks. *Remote Sens. Environ*. **۱۱٤**, ۱۸۳–۱۹۸.

José, A.; J. Jimenez and L. Paolini. ۲۰۰٤. Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM ۵. *Remote Sensing of Environment*, **۹۰**, ٤۳٤ – ٤٤۰.

Kerr, Y.; J. Lagouarde, F. Nerry and C. Ottle. ۲۰۰٤. Land surface temperature retrieval: Techniques and applications: Case of the AVHRR. In D. A. Quattrochi, & J. C. Luwall (Eds.), Thermal remote sensing in land surface processes (pp. ۳۳–۱۰۹). Boca Raton Fl.: CRC Press.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

Kotroni, J.; S. Petrova, R. Mitzeva, J. Latham and E. Peneva. ۲۰۰۹. Analyses of summer lightning activity and precipitation in the Central and Eastern Mediterranean. *Atmospheric Research*, ۹۱, ٤٥۳-٤٥۸.

Li, H. ۲۰۱٦. Pavement Materials for Heat Island Mitigation: Design and Management Strategies, Oxford, UK: Elsevier.

Markham, B.; J. Storey, D. Williams and J. Irons. ۲۰۰٤. Landsat sensor performance: History and current status. IEEE Trans. Geosci. *Remote Sens*. ٤۲, ۲٦۹۱–۲٦۹٤.

Meng, Q.; D. Spector, S. Colome and B. Turpin. ۲۰۰۹. Determinants of indoor and personal exposure to $PM_{۲,٥}$ of indoor and outdoor origin during the RIOPA study. *Atmos Environ* ٤۳(۳٦):٥۷٥۰–٥۷٥۸.

Moran, M.; R. Scott, T. Keefer, W. Emmerich, M. Hernandez and G. Nearing. ۲۰۰۹. Partitioning evapotranspiration in semiarid grassland and shrubland ecosystems using time series of soil surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, ۱٤۹, ٥۹–۷۲.

Niu, C.; A. Musa and Y. Liu. ۲۰۱٥. Analysis of soil moisture condition under different land uses in the arid region of Horqin sandy land, northern China. *Solid Earth*, ٦, ۱۱٥۷ ۱۱٦۷.

Nuruzzaman, M. ۲۰۱٥. "Urban Heat Island : Causes , Effects and Mitigation Measures." ۳(۲): ٦۷–۷۳.

Owen, T.; T. Carlson and R. Gillies. ۱۹۹۸. Remotely sensed surface parameters governing urban climate change, *Internal Journal of Remote Sensing*, ۱۹, ۱٦٦۳-۱٦۸۱.

Pitman, A.; F. Avila, G. Abramowitz, Y. Wang, S. Phipps and N. Noblet. ۲۰۱۱. Importance of background climate in determining impact of land-cover change on regional climate, *Nature Climate Change*, ۱, ٤۷۲–٤۷٥, ۲۰۱۱.

Rajeshwari,A.; N. Mani. ۲۰۱٤. ESTIMATION OF LAND SURFACE TEMPERATURE OF DINDIGUL DISTRICT USING LANDSAT ۸ DATA, *International Journal of Research in Engineering and Technology*, Volume ۰۳, Issue ۰٥.

Rezaei Rad, Hadi.; M. Rafieian. ۲۰۱٦. Evaluating The Effects of High rise building On Urban Heat Island by Sky View Factor (A case study: Narmak neighborhood Tehran), Basic Studies and New Technologies of Architecture and Planning Naqshejahan, Tatbiat Modares, Tehran.

Roy, D.; M. Wulder, T. Loveland and C. Woodcock. ۲۰۱٤. Landsat-۸: Science and product vision for terrestrial global change research. *Remote Sens. Environ*. ۱٤٥, ۱٥٤–۱۷۲.

Santamouris, M.;.D. Kolokotsa. ۲۰۱٦. "URBAN CLIMATE MITIGATION", First published ۲۰۱٦ by Routledge, New York.

Shukla, J.; Y. Mintz. ۱۹۸۲. The influence of land-surface-evapotranspiration on the earth's climate. *Science*, ۲٤۷, ۱۳۲۲–۱۳۲٥.

Skelhorn, C. ۲۰۱۳. "A Fine Scale Assessment of Urban Greenspace Impacts on Microclimate and Building Energy in Manchester."

Sobrino, J.A.; V. Caselles and C. Coll. ۱۹۹۳. Caselles, V.; Coll, C. Theoretical split-window algorithms for determining the actual surface temperature. *Il Nuovo Cimento*, ۱٦, ۲۱۹–۲۳٦.

Srivanit, M.; H. Kazunori. ۲۰۱۲. Thermal Infrared Remote Sensing for Urban Climate and Environmental Studies: An Application for the City of Bangkok, Thailand, *JARS*, **۹(۱).**

Sun, J.; D. Salvucci, D. Entekhabi and L. Farhadi. ۲۰۱۱. Parameter estimation of coupled water and energy balance models based on stationari constraints of surface state, *Water Resour. Res*., ٤۷,W۰۲٥۱٥.

Svensson, M.; I. Eliasson. ۲۰۰۲. Diurnal air temperatures in built up areas in relation to urban planning, *Landsc. Urban Plan*., vol. ٦۱, no. ۱, pp. ۳۷–٥٤.

Tan, J.; Y. Zheng, X. Tang, C. Guo, L. Li, G. Song, X. Zhen, D. Yuan, A. Kalkstein and F. Li. ۲۰۱۰. The urban heat island and its impact on heat waves and human health in Shanghai. *Int. J. Biometeorol*. ٥٤, ۷٥–۸٤.

Tran, N.; B. Powell, H. Marks, R. West and A. Kvasnak. ۲۰۰۹. Strategies for Design and Construction of High Reflectance Asphalt Pavements. Transportation Research Record: Journal of the Transportation Research Board, No. ۲۰۹۸, Transportation Research Board of the National Academies, Washington, D.C., ۱۲٤–۱۳۰.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

Weng, Q. ۲۰۰۹. Thermal infrared remote sensing for urban climate and environmental studies: Methods, applications, and trends. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. ٦٤, ۳۳٥–۳٤٤.
Weng, Q.; P. Fu and F. Gao. ۲۰۱٤. Generating daily land surface temperature at Landsat resolution by fusing Landsat and MODIS data. *Remote Sens. Environ*. **۱٤٥**, ٥٥–٦۷.
Yang, X.; L. Zhao, M. Bruse and Q. Meng. ۲۰۱۳. Evaluation of a microclimate model for predicting the thermal behavior of different ground surfaces, *Build. Environ*., vol. ٦۰, pp. ۹۳–۱۰٤.
Yuan, F.; M. Bauer. ۲۰۰۷. Comparison of impervious surface area and normalized difference vegetation index as indicators of surface urban heat island effects in Landsat imagery, *Remote Sensing of Environment*, ۱۰٦.
Yue, W.; J. Xu, W. Tan and L. Xu. ۲۰۰۷. The relationship between land surface temperature and NDVI with remote sensing: application to Shanghai Landsat ۷ ETM + data, *International Journal of Remote Sensing*, Vol. ۲۸, No. **۱٥**, pp: ۳۲۰٥-۳۲۲٦.
Zareie, S.; H. Khosravi and A. Nasiri. ۲۰۱٦. Derivation of land surface temperature from Landsat Thematic Mapper (TM) sensor data and analyzing relation between land use changes and surface temperature, Manuscript under review for journal Solid Earth.
Zhou, Y.; G. Ren. ۲۰۱۱.Change in extreme temperature event frequency over mainland China, ۱۹٦۱–۲۰۰۸, *Clim. Res*., **٥۰**, ۱۲٥–۱۳۹.
http://asterweb.jpl.nasa.gov

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]