



## Revealing the Consequences of Zayandeh Rood drying up and Vegetation Changes on the Temperature of the Earth's Surface in the Metropolis of Isfahan

Safoora Izadian<sup>1</sup> | Gholamali Mozafari<sup>2</sup> | Iman Rousta<sup>3</sup>

1. Department of Geography, Faculty of Humanities and Social Sciences, Yazd University, Yazd, Iran
2. Corresponding Author, Department of Geography, Faculty of Humanities and Social Sciences, Yazd University, Yazd, Iran. E-mail: gmozafari@yazd.ac.ir
3. Department of Geography, Faculty of Humanities and Social Sciences, Yazd University, Yazd, Iran.

### Article Info

**Article type:**  
Research Article

**Article history:**

**Received:** 02 Dec 2023

**Received in revised form:**  
02 Jan 2024

**Accepted:** 04 Jan 2024

**Available online:** 06 Apr 2024

**Keywords:**

Zayandeh Rood,  
Vegetation cover,  
Land surface temperature,  
Water stress,  
Isfahan.

### ABSTRACT

Water stress is a major environmental issue and has a significant impact on the sustainability of urban areas worldwide. This study examines the changes in land surface temperature (LST) and their relationship with variations in vegetation cover during wet and dry periods in Zayandeh Rood. To accomplish this, Landsat TM, ETM, and OLI satellite images from three dry years (2001, 2009, and 2018) and three wet years (2005, 2006, and 2020) were used. The research findings indicate that, in 2006, when water was flowing in the river bed, vegetation cover decreased from 36% (201 km<sup>2</sup>) to 23% (km<sup>2</sup>) in 2018, when the river bed had no water. Over the last two decades, the Earth's surface temperature has increased. The highest average temperature was observed in 2018, at 40/4 degrees Celsius, and the maximum temperature in the dry years of 2001, 2009, and 2018 was higher than in the wet years of 2005, 2006, and 2020. The highest density of heat islands was observed in regions 2, 4, 5, 6, 7, 14, and east of region 15, which is concentrated on barren lands and then on urban areas. In the dry year of 2009, the total area of temperature classes 42-49 increased by approximately 12% compared to the dry year of 2001 and also increased by about 25% in 2018. In contrast, it was zero in the wet years of 2005 and 2006, and in 2020, it decreased by around 34% compared to 2018. Furthermore, urban development, which has grown by 7/3% over the past two decades, has contributed to the reduction of vegetation and intensified the urban heat island effect. Examining the average temperature changes at different distances from the Zayande Rood indicated that the temperature increased by about 1 degree Celsius with the distance from the river.

**Cite this article:** Izadian, S., Mozafari, Gh., Rousta, I. (2024). Revealing the Consequences of Zayandeh Rood drying up and Vegetation Changes on the Temperature of the Earth's Surface in the Metropolis of Isfahan. *Geography and Environmental Sustainability*, 14 (1), 35-50. DOI: 10.22126/GES.2024.9939.2713



© The Author(s).  
DOI: 10.22126/GES.2024.9939.2713

Publisher: Razi University



## آشکار سازی پیامدهای خشک شدن زاینده رود و تغییرات پوشش گیاهی بر دمای سطح زمین در کلان شهر اصفهان

صفورا ایزدیان<sup>۱</sup> | غلامعلی مظفری<sup>۲</sup> | ایمان روستا<sup>۳</sup>

۱. گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه یزد، یزد، ایران.
۲. نویسنده مسئول، گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه یزد، یزد، ایران. رایانامه: gmozafari@yazd.ac.ir
۳. گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه یزد، یزد، ایران.

| اطلاعات مقاله   | چکیده   |
|---|---|
| <p>نوع مقاله: مقاله پژوهشی</p> <p>تاریخچه مقاله:</p> <p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۹/۱۱</p> <p>تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۱۰/۱۲</p> <p>تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۰/۱۴</p> <p>دسترسی آنلاین: ۱۴۰۳/۰۱/۱۸</p> <p>کلیدواژه‌ها:</p> <p>زاینده رود، پوشش گیاهی، دمای سطح زمین، تنش آبی، اصفهان.</p>      | <p>تنش آب به عنوان یکی از عمده ترین مشکلات زیست محیطی اثرات قابل توجهی بر پایداری مناطق شهری در سراسر جهان دارد. هدف از این پژوهش بررسی تغییرات دمای سطح زمین (LST) و رابطه آن با تغییرات وسعت پوشش گیاهی در زمان پر آبی و خشک بودن زاینده رود می باشد. در این تحقیق از تصاویر ماهواره‌ای لندست TM، ETM و OLI طی ۳ سال خشک ۲۰۰۱، ۲۰۰۹، ۲۰۱۸ و ۳ سال مرطوب ۲۰۰۵، ۲۰۰۶ و ۲۰۲۰ استفاده شده است. نتایج تحقیق نشان داد در سال ۲۰۰۶ که آب در بستر رودخانه جاری بوده مساحت پوشش گیاهی از ۳۶ درصد (۲۰۱ کیلومتر مربع) به ۲۳ درصد (۱۲۶ کیلومتر مربع) در سال ۲۰۱۸ که بستر رودخانه فاقد آب بوده کاهش یافته است. در طی دو دهه گذشته میزان دمای سطح زمین افزایش یافته است. بیش ترین میانگین دما در سال ۲۰۱۸ با ۴۰/۴ درجه سلسیوس مشاهده شد، حداکثر دما در سال‌های خشک ۲۰۰۱، ۲۰۰۹، ۲۰۱۸ و ۲۰۲۰ بیشتر از سال‌های مرطوب ۲۰۰۵، ۲۰۰۶ و ۲۰۲۰ بود. بیشترین تراکم جزایر گرمایی در مناطق ۲، ۴، ۵، ۶، ۷، ۱۴ و شرق منطقه ۱۵ مشاهده گردید که بر زمین‌های بایر و سپس بر مناطق شهری متمرکز است. مجموع مساحت طبقات دمایی ۴۹-۴۲ در سال خشک ۲۰۰۹ نسبت به سال خشک ۲۰۰۱ حدود ۱۲ درصد و نیز در سال ۲۰۱۸ حدود ۲۵ درصد افزایش یافته است در حالی که در سال‌های مرطوب ۲۰۰۵ و ۲۰۰۶ صفر و در سال ۲۰۲۰ نسبت به ۲۰۱۸ حدود ۳۴ درصد کاهش یافته است. علاوه بر این، توسعه مناطق ساخته شده شهری که طی دو دهه گذشته ۳/۷ درصد افزایش یافته است، به کاهش پوشش گیاهی و تشدید اثر جزیره گرمایی شهری کمک کرده است. بررسی تغییرات میانگین دما در فواصل مختلف از رودخانه زاینده رود نشان داد که با فاصله از رودخانه دما در حدود ۱ درجه سلسیوس افزایش یافته است.</p> |
| <p>استناد: ایزدیان، صفورا؛ مظفری، غلامعلی؛ روستا، ایمان (۱۴۰۳). آشکار سازی پیامدهای خشک شدن زاینده رود و تغییرات پوشش گیاهی بر دمای سطح زمین در کلان شهر اصفهان. <i>جغرافیا و پایداری محیط</i>. ۱۴ (۱)، ۳۵-۵۰. DOI: 10.22126/GES.2024.9939.2713</p> <p>ناشر: دانشگاه رازی</p> | <p>© نویسندگان.</p>   |



## مقدمه

تغییر اقلیم، تغییرات غیرمعمولی در اقلیم جو زمین و پیامدهای ناشی از آن در قسمت‌های مختلف کره زمین است که موجب افزایش میانگین درجه حرارت سطح زمین شده است (Al-Ghussain, 2019; Sailor & Lu, 2004). تغییر اقلیم تاثیر بسزایی بر چرخه هیدرولوژیکی و در نتیجه بر منابع آب دارد. تغییرات اقلیمی قبل از صنعتی شدن آغاز شده و همچنان ادامه دارد (Orhan & Yakar, 2016). این تغییرات در نتیجه فعالیت‌های انسانی و طبیعی شامل جنگل‌زدایی، تغییرات کاربری و پوشش زمین‌ها و توسعه شهرنشینی است (Orhan et al., 2014; Penny & Kealhofer, 2005; Yan et al., 2002).

این تغییرات می‌توانند شرایط محیطی را در طول قرن آینده تغییر دهند (Hansen, 2004). از نیمه دوم قرن بیستم شهرنشینی به عنوان یکی از مهم‌ترین پدیده‌های انسانی تاثیرگذار، جهان را تحت تاثیر قرار داده است (Singh et al., 2017). شهرها در صف مقدم تغییرات آب‌وهوایی قرار دارند و باید به مثابه عناصری حساس، در هر واکنش جهانی به تغییر آب‌وهوایی دیده شوند (Rosenzweig et al., 2011). بنابراین درک یکپارچه از نحوه تعامل عناصر مختلف سیستم زمین (مانند آب‌وهوا، هیدرولوژی، فرایندهای زیست کره و فعالیت‌های انسانی) به وضوح مورد نیاز است. دمای سطح زمین یک پارامتر مهم جهت تعیین تبادل انرژی بین سطوح زمین است (Shah et al., 2013). برخی از پژوهشگران دریافته‌اند که عوامل طبیعی و انسانی به طور همزمان اثرات خاصی بر الگوی دما سطح زمین (LST<sup>۱</sup>) ایجاد می‌کنند (Buyantuyev & Wu, 2010; Jenerette et al., 2007; Kuang et al., 2015).

تغییر در الگوی کاربری زمین‌ها، دمای سطح زمین در محیط‌های شهری را تحت تاثیر قرار می‌دهد (Singh et al., 2017). دمای بالاتر در محیط‌های شهری در مقایسه با دیگر مناطق به جزیره حرارتی شهر (UHI<sup>۲</sup>) اشاره دارد (Zhang et al., 2015). دلیل اصلی شکل‌گیری جزایر حرارتی شهری، تبدیل مناطق دارای پوشش گیاهی به مناطق فاقد پوشش گیاهی است (Charabi & Bakhit, 2011). UHI را می‌توان با دمای سطح زمین شناسایی کرد. سنجش از دور برای درک تغییر پوشش فضایی- زمانی زمین در ارتباط با خواص فیزیکی بسیار مفید است. سنجش از دور ماهواره‌ای می‌تواند امکان بررسی دمای سطح زمین را فراهم آورد و به درک جریان‌های انرژی در مناطق شهری کمک کند (Acero & González-Asensio, 2018). تعیین دمای سطح زمین (LST) بسیار مهم است، زیرا به پوشش سطح زمین بستگی دارد و بر حسب آن تغییر می‌کند. پوشش گیاهی طبیعی یکی از مهم‌ترین ویژگی‌هایی است که تغییر و توزیع LST را کنترل می‌کند (Yuan et al., 2017) بنابراین بررسی پایداری روند تغییرات پوشش گیاهی یکی از مهم‌ترین موضوعات در راستای پایداری محیط است.

رایج‌ترین شاخص پوشش گیاهی، شاخص تفاوت پوشش گیاهی نرمال شده (NDVI<sup>۳</sup>) است که به طور قابل‌توجهی در محاسبه LST به کار می‌رود (Guha et al., 2018; Smith & Choudhury, 1990). در این زمینه مطالعاتی در ایران و در سطح بین‌الملل صورت گرفته است از جمله: استین ولد و همکاران در پژوهش خود نقش پهنه‌های آبی را در کاهش اثر جزیره گرمایی شهری مورد بررسی قرار داده‌اند. براساس نتایج این پژوهش در هلند پهنه آب به میزان ۹۵ درصد در میزان جزیره گرمایی نقش دارد و در مکان‌هایی که میزان پهنه‌های آب بیشتر بوده است، جزیره گرمایی به میزان ۲ درجه سلسیوس کمتر است (Steenveld et al., 2014). شاتز و کوچاریک به بررسی جزیره گرمایی شهر مدیسون در ایالات متحده پرداختند. نتایج نشان داد فشردگی ساخت‌وسازها مهم‌ترین نقش را در ساختار مکانی دما دارند و دوری و نزدیکی به دریاچه و ناهمواری زمین در درجات بعدی اهمیت هستند (Schatz & Kucharik, 2014).

قبادی و همکاران به بررسی تأثیر امواج گرما بر جزایر حرارتی شهری در شهر کرج پرداخته‌اند. نتایج حاکی از آن است که در مقایسه با مناطق روستایی در محیط شهر در طول روز حدود ۱ درجه و در شب تا ۲.۵ درجه سلسیوس

1. Land Surface Temperature
2. Urban Heat Island
3. Normalized Difference Vegetation Index

گرم تر است (Ghobadi et al., 2018). دار و همکارانش به بررسی رابطه تغییرات پوشش گیاهی و دما در یکی از شهرهای هند پرداختند، نتایج نشان از روند افزایشی دمای سطح زمین در شهرها، حومه‌ها و روستاها داشت اما در محدوده‌هایی که توسط استخرهای آبی پروری اشغال شده بودند، روند کاهشی دما را نشان می‌داد (Dhar et al., 2019).

نیلیه بروجنی و احمدی روشن (۱۳۹۸)، به بررسی رابطه پوشش گیاهی شهری و درجه حرارت سطح زمین با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست TM و OLI پرداخته‌اند. نتایج حاصل نشان‌دهنده وجود یک رابطه معکوس بین دما و پوشش گیاهی است. مسعودیان و منتظری (۱۳۹۹)، به بررسی رفتار زمانی- مکانی جزیره گرمایی کلان شهر اصفهان پرداخته‌اند. بررسی‌ها نشان داده است که شهر در هنگام روز از پیرامون خود سردتر و در هنگام شب حدود دو درجه سلسیوس گرم تر است. همچنین شدت جزیره حرارتی در دی ماه بیشینه و در تابستان ضعیف تر می‌شود. محمدپور و همکاران (۱۳۹۹) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۷ به تحلیل فضایی- زمانی جزایر حرارتی شهر گرگان پرداختند و به این نتیجه رسیدند که دو عامل اصلی یعنی شرایط اقلیمی و تغییرات بی‌برنامه در کاربری اراضی شهری در این تغییرات مؤثر هستند.

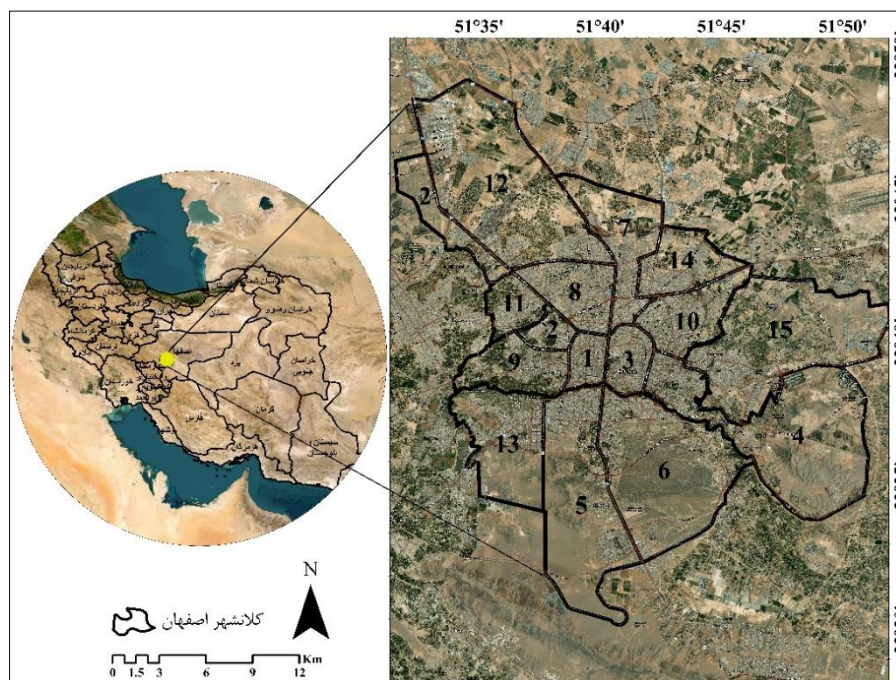
اصفهان به عنوان سومین کلان شهر در ایران مرکزی واقع در استان اصفهان و در حوضه آبریز زاینده رود قرار گرفته است. رودخانه زاینده رود، مهم ترین و حیاتی ترین رودخانه منطقه اصفهان به منظور توسعه کشاورزی، تأمین آب بخش شرب و صنعت و کلیه فعالیت‌های اقتصادی است. در طی تغییرات آب و هوایی و کاهش بارش (خشکسالی‌ها و تغییر اقلیم، نیز سوء مدیریت‌ها)، موجب قطع جریان دائمی زاینده رود گردیده و به خصوص در قسمت‌های مرکز و شرق در اقتصاد منطقه و کشاورزی تأثیر منفی برجای گذاشته است. کلان شهر اصفهان به دلیل موقعیت خاص خود در معرض تحولات سریع از نقطه نظر کاربری اراضی قرار گرفته است. خشکی زاینده رود در اصفهان در طی سال‌های اخیر پیامدهای منفی بسیاری بر شهر و شهروندان داشته است.

خشک شدن رودخانه سبب کاهش سطح آب‌های زیرزمینی و در نتیجه کمبود آب در سطح منطقه گردیده و ایجاد خسارات بیشماری بر تولیدات کشاورزی، معیشت ساکنین، کاهش پوشش گیاهی شده است. کلان شهر اصفهان تحت تأثیر تغییرات اقلیمی و به دنبال آن خشک شدن رودخانه زاینده رود با مشکلات مختلفی اعم از آلودگی هوا، فرسایش زمین، افزایش دما و غیره مواجه گردیده است، از این رو بررسی تغییرات زمانی و مکانی کاربری زمین و اثرات آن بر دمای سطح زمین تصویری روشن از تغییرات رفتار داده‌ها در قبل و بعد از خشک شدن رودخانه زاینده رود ارائه می‌دهد. در این مطالعه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست در ۳ سال خشک (۲۰۰۱، ۲۰۰۹، ۲۰۱۸) و ۳ سال مرطوب (۲۰۰۵، ۲۰۰۶ و ۲۰۲۰)، تغییرات پوشش گیاهی و متعاقب آن تغییرات دما در فصل تابستان مورد بررسی قرار گرفته است.

## مواد و روش‌ها

### معرفی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه کلان شهر اصفهان بین  $32^{\circ}30'00''$  تا  $32^{\circ}50'00''$  شمالی و  $51^{\circ}32'30''$  تا  $51^{\circ}52'00''$  شرقی قرار دارد، و با مساحت ۵۵۱ کیلومتر مربع سومین کلان شهر بزرگ ایران است. اصفهان دارای ۱۵ منطقه مدیریت شهری است (شکل ۱). منطقه مورد مطالعه دارای آب و هوای گرم و خشک با تابستان‌های گرم و زمستان‌های سرد (حداکثر دما:  $40/6$  درجه سلسیوس، حداقل دما:  $-10/6$  - درجه سلسیوس و متوسط دمای سالانه  $16/7$  درجه سلسیوس) است (Madanian et al., 2018). میزان بارش سالانه  $116/9$  میلی‌متر که بیشتر در فصل زمستان رخ می‌دهد. رودخانه زاینده رود از وسط شهر عبور می‌کند و سواحل رودخانه پوشیده از فضای سبز است اما در طی دو دهه اخیر جریان دائمی رودخانه قطع شده است. فضای سبز در تمام مناطق شهر به صورت یکنواخت توزیع نشده و به صورت متراکم در امتداد رودخانه زاینده رود و مرکز شهر قرار دارد (Nasrollahi et al., 2017).



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی کلان شهر اصفهان در ایران و در استان اصفهان

### داده‌های هیدرومتری

میزان دبی رودخانه زاینده رود به صورت ماهانه و سالانه در ایستگاه هیدرومتری موسیان (آخرین ایستگاه هیدرومتری قبل از ورود به رودخانه در کلان شهر اصفهان) طی دوره آماری ۲۰۲۲-۱۹۹۵ از شرکت سهامی آب منطقه‌ای اصفهان به آدرس الکترونیکی [www.esrw.ir](http://www.esrw.ir) دریافت، سپس اقدام به جداسازی سال‌های پرآب و کم آب از یکدیگر گردید. در این پژوهش مقصود از سال‌های مرطوب، سالی است که آب در رودخانه زاینده رود در تمام طول سال آبی، جریان داشته و سال خشک به منزله خشک بودن رودخانه در تمام طول سال یا بیشتر ایام سال است.

### تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده

برای انجام این تحقیق از ۶ تصویر ماهواره‌ای لندست برای فصل تابستان استفاده گردید، دلیل این انتخاب وجود حداکثر پوشش گیاهی در این فصل از سال می باشد (جدول ۱). تصاویر سنجنده های TM، ETM و OLI ماهواره لندست از سامانه گوگل ارث انجین (<https://code.earthengine.google.com>) تهیه و دانلود گردید. به منظور بررسی تغییرات دما در مناطق مختلف شهر، LST هر تصویر محاسبه و استخراج گردید. تغییرات مساحت پوشش گیاهی طی سال‌های خشک و مرطوب و تاثیرات آن بر دمای سطح زمین با استفاده از شاخص NDVI و میزان رشد و گسترش شهری با شاخص NDBI محاسبه گردید، تمام محاسبات، ترسیم نمودارها و اشکال با استفاده از نرم افزار ArcGIS Pro و Excel انجام پذیرفت.

جدول ۱. مشخصات تصاویر و سنجنده مورد استفاده

| تاریخ برداشت                | سنجنده         |
|-----------------------------|----------------|
| (۱۳۸۰.۰۵.۲۳) 14 August 2001 | TM, Landsat 5  |
| (۱۳۸۴.۰۵.۲۶) 17 August 2005 | ETM, Landsat 7 |
| (۱۳۸۵.۰۵.۲۹) 20 August 2006 | ETM, Landsat 7 |
| (۱۳۸۸.۰۵.۲۹) 20 August 2009 | TM, Landsat 5  |
| (۱۳۹۷.۰۵.۲۲) 13 August 2018 | OLI, Landsat 8 |
| (۱۳۹۹.۰۵.۲۸) 18 August 2020 | OLI, Landsat 8 |

### دمای سطح زمین (LST)

برای تخمین LST از داده‌های باند مادون قرمز حرارتی لندست ۵ و ۷، DN (شماره رقومی هر یاخته) حسگرها با استفاده از معادله زیر به تابش طیفی تبدیل شدند (رابطه ۱)، (Chander & Groeneveld, 2009).

$$L\lambda = \frac{L_{max\lambda} - L_{min\lambda}}{Q_{calmax} - Q_{calmin}} \times (Q_{cal} - Q_{calmin}) + L_{min\lambda} \quad \text{رابطه (۱)}$$

که  $L\lambda$  رادیانس طیفی حسگر ( $W/(m^2sr \mu m)$ ) می‌باشد.  $L_{max\lambda}$  برابر با  $۱۵/۳۰۳$ ،  $L_{min\lambda}$  برابر با  $۱/۲۳۸$ ،  $Q_{calmax}$  برابر با  $۲۵۵$  و  $Q_{calmin}$  برابر با  $۱$ ،  $Q_{cal}$  تصویر باند ۶ است.

برای تخمین LST از داده‌های باند مادون قرمز حرارتی لندست ۸، DN حسگرها با استفاده از معادله زیر به تابش طیفی تبدیل شدند (رابطه ۲)، (Barsi et al., 2014).

$$L\lambda = ML \times Q_{CAL} + AL - Q_i \quad \text{رابطه (۲)}$$

ML برابر با  $۰/۰۰۰۳۳۴۲$ ،  $Q_{cal}$  تصویر باند ۱۰، AL برابر با  $۰/۱۰۰۰۰$  و  $Q_i$  برابر با  $۰/۲۹$  است. سپس تابش طیفی با فرض اینکه سطح زمین یک جسم سیاه است به دمای روشنایی تبدیل شد (رابطه ۳)، (Chander et al., 2009; Coll et al., 2009).

$$-273.15 \text{ Tb} = \frac{k_2}{\ln((k_1/L\lambda) + 1)} \quad \text{رابطه (۳)}$$

که در آن TB دمای روشنایی،  $K_1$  و  $K_2$  ثابت‌های کالیبراسیون در لندست ۵، ۷ و ۸ هستند (Avdan & Jovanovska, 2016).

و سپس دمای روشنایی با استفاده از معادله زیر به دمای سطح زمین تبدیل شد (رابطه ۴).

$$TS = TB / 1 + (\lambda \times TB / \rho) \times \ln \varepsilon \quad \text{رابطه (۴)}$$

که در آن  $\lambda$  طول موج تابش ساطع شده است.  $\rho$  ( $0.01438 \text{ mK}$ ) است که از معادله  $h \cdot c / b$  به دست می‌آید.  $h$  ثابت پلانک ( $6.626 \cdot 10^{-34} \text{ J/s}$ )،  $c$  ( $2/998 \cdot 108 \text{ m/s}$ ) سرعت نور و  $b$  ( $1/38 \cdot 10^{-23} \text{ J/k}$ ) ثابت بولتزمن و  $\varepsilon$  تابش سطحی است و از طریق رابطه ۵ محاسبه شده است.

$$\varepsilon \lambda PV + \varepsilon \lambda (1 - PV) + C\lambda \quad \text{رابطه (۵)}$$

که  $\varepsilon \lambda$  و  $\varepsilon \nu$  به ترتیب تابش پوشش گیاهی و خاک هستند،  $C\lambda$  میانگین زبری سطح ( $C=0$ ). در این مطالعه LST ( $\varepsilon$ ) با استفاده از NDVI با در نظر گرفتن سه وضعیت مختلف (خاک، پوشش کاملاً گیاهی و مخلوط خاک لخت و پوشش گیاهی) استخراج شد.

PV روشی برای محاسبه تناسب گیاه است (Wang et al., 2015) که از رابطه ۶ محاسبه گردید (Sobrino et al., 2008).

$$PV = ((NDVI - NDVI_{min}) / (NDVI_{max} - NDVI_{min}))^2 \quad \text{رابطه (۶)}$$

### شاخص تفاوت پوشش گیاهی نرمال شده (NDVI)

شاخص تفاوت پوشش گیاهی نرمال شده (NDVI)، شاخص به دست آمده از داده‌های سنجنش از دور تحت باندهای مرئی و مادون قرمز نزدیک طیف الکترومغناطیسی است که برای کاربردهای مختلف مورد استفاده قرار می‌گیرد (Holm et al., 1987; Pettorelli et al., 2005)، که از رابطه ۷ محاسبه می‌گردد.

$$NDVI = (NIR - RED) / (NIR + RED) \quad \text{رابطه (۷)}$$

NIR و RED به ترتیب بازتابندگی در باندهای مادون قرمز نزدیک و قرمز است که در لندست ۵ و ۷ برابر با باند ۴ و ۳ و در لندست ۸ برابر با باند ۵ و ۴ است. مقادیر محاسبه شده از طریق این شاخص بین ۱- و ۱+ است. مقادیر مثبت نزدیک به ۱ پوشش گیاهی سالم و با تراکم بالاتر را نشان می‌دهد.

### شاخص ساخت و ساز تفاضلی نرمال شده (NDBI<sup>۱</sup>)

شاخص NDBI یکی از شاخص‌های تفاضلی نرمال شده است که برای بارزسازی و تشخیص منطقه شهری و مسکونی استفاده می‌شود. از این شاخص می‌توان برای بررسی رشد و گسترش یک منطقه مسکونی و یا به عبارت دیگر بررسی ساخت و سازهای انجام شده در یک بازه زمانی استفاده کرد. مقادیر NDBI بین ۱- تا ۱+ است. تحقیقات نشان می‌دهد که مقادیر مثبت NDBI نشان‌دهنده مناطق زمین شهری و مقادیر منفی NDBI نشان‌دهنده مناطق زمین غیرشهری هستند (Zha et al., 2003) و از طریق رابطه ۸ محاسبه می‌شود.

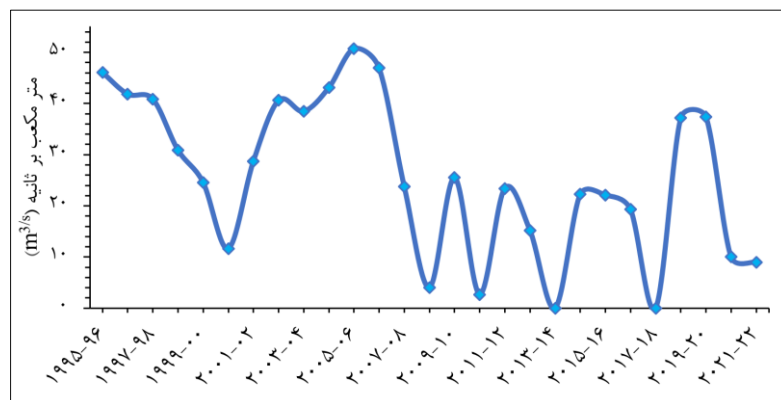
$$\text{NDBI} = (\text{SWIR} - \text{NIR}) / (\text{SWIR} + \text{NIR}) \quad \text{رابطه (۸)}$$

SWIR و NIR به ترتیب باند بازتابی و جذبی است که در لندست ۵ و ۷ شامل باندهای ۵ و ۴ و در لندست ۸، باندهای ۶ و ۵ است.

### نتایج

#### تغییرات سالانه حجم آب ورودی به بستر زاینده رود

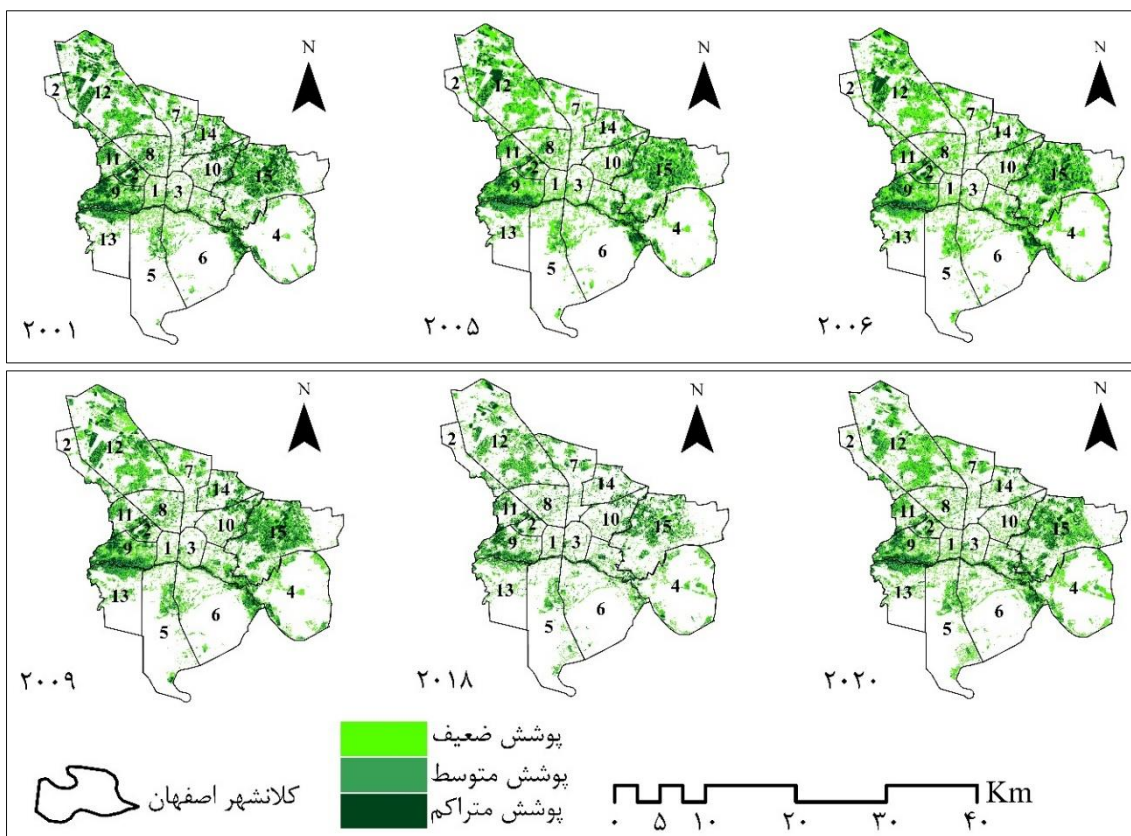
در دو دهه اخیر، حوضه زاینده‌رود دچار تنش آبی شده، به طوری که حدود سه پنجم طول رودخانه در قسمت‌های میانی و پایین دست با ناپایداری منابع آب مواجه شده است. بر اساس داده‌های ایستگاه هیدرومتری موسیان، ناپایداری آب رودخانه زاینده‌رود در دو دوره زمانی رخ داده است: دوره اول در سال‌های ۱۳۷۷ تا ۱۳۸۰ (۱۹۹۹ تا ۲۰۰۱) اتفاق افتاده به طوری که در سال ۱۳۸۰ (۲۰۰۱) برای اولین بار بستر زاینده‌رود خشک گردیده است. در سال‌های بین ۱۳۸۰ تا ۱۳۸۶ (۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸) با وقوع بارش‌های مناسب، رودخانه به وضعیت نسبتاً نرمال بازگشته است. دوره دوم خشک شدن زاینده‌رود از سال ۱۳۸۶ (۲۰۰۸) آغاز شده و تاکنون ادامه دارد. در این سال‌ها منابع آبی رودخانه کاهش شدیدی پیدا کرده به طوری که آب به صورت فصلی و تنها در برخی ماه‌های سال جریان داشته و به بخش کشاورزی اختصاص یافته و در دیگر ماه‌های سال عملاً خشک است. تغییرات میانگین حجم آب ورودی به رودخانه زاینده‌رود در کلان‌شهر اصفهان در هر سال آبی را در طی دوره آماری ۲۰۲۲-۱۹۹۵ در شکل ۲ نشان داده شده است. با بررسی تغییرات حجم آب ورودی به رودخانه در هر ماه، ۳ سال خشک ۲۰۰۱، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۸ و ۳ سال مرطوب ۲۰۰۵، ۲۰۰۶ و ۲۰۲۰ که آب در تمامی طول سال در رودخانه جاری بوده، انتخاب و مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت.



شکل ۲. تغییرات حجم آب ورودی به بستر زاینده‌رود در کلان‌شهر اصفهان طی دوره آماری ۲۰۲۲-۱۹۹۵

## تغییرات پوشش گیاهی (NDVI)

تغییرات پوشش گیاهی به تفکیک سال‌های مورد مطالعه در فصل تابستان در کلان‌شهر اصفهان در شکل ۳ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود بیشترین مساحت پوشش گیاهی در منطقه ۹، ۱۲، ۱۵ و در ساحل زاینده‌رود وجود دارد. در سال‌های ۲۰۱۸ و ۲۰۲۰ پوشش گیاهی کاهش یافته است. با گسترش منطقه مسکونی سپاهان‌شهر در طی دوره آماری مورد مطالعه در جنوب منطقه ۵ پوشش گیاهی در این منطقه افزایش یافته است. در منطقه ۱۳ و منطقه ۴ در طی دوره آماری مورد مطالعه، بر تراکم پوشش گیاهی افزوده شده است. با این وجود مساحت اراضی زراعی و باغی در مناطق کشاورزی (پوشش متراکم) نسبت به سال ۲۰۰۱ کاهش یافته و از تراکم پوشش گیاهی سالم و متراکم، کاسته شده است. به طور کلی پوشش گیاهی در مرکز کلان‌شهر اصفهان متمرکز بر فضای سبز شهری است. در دیگر مناطق پوشش گیاهی منطبق بر زمین‌های زراعی و باغی متمرکز است.



شکل ۳. تغییرات پوشش گیاهی در مناطق کلان‌شهر اصفهان در فصل تابستان

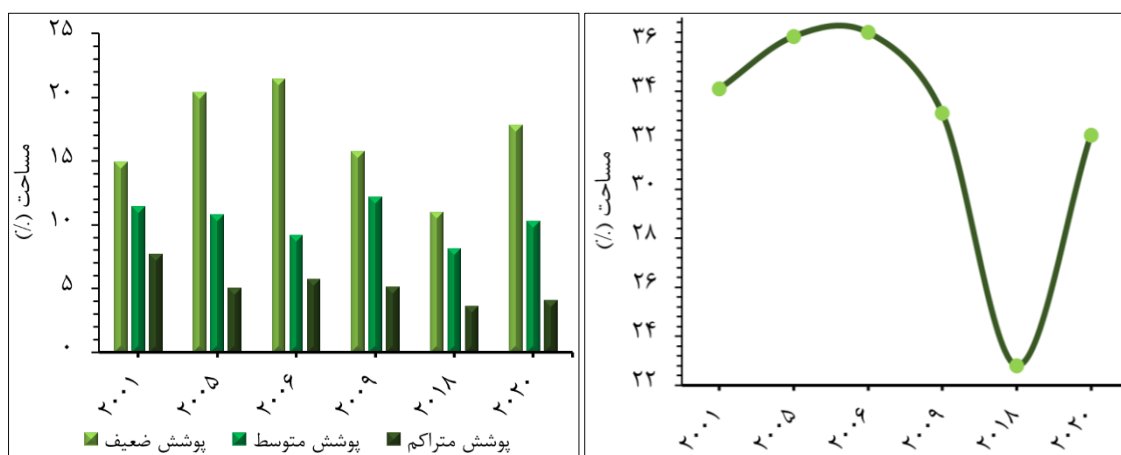
به استناد جدول ۲ و شکل ۴، پوشش گیاهی ضعیف که متمرکز بر فضای سبز شهری و اراضی کشاورزی ضعیف است در تابستان ۲۰۱۸ کمترین مساحت (۶۰/۷ کیلومتر مربع) و در ۲۰۰۶ بیشترین مساحت (۱۱۸/۱ کیلومتر مربع) را به خود اختصاص داده است. به طور کلی مساحت پوشش ضعیف در سال ۲۰۲۰ نسبت به سال ۲۰۰۱، ۳ درصد افزایش یافته است. پوشش گیاهی متوسط که بر اراضی زراعی، درختچه‌های کوتاه متمرکز است در تابستان ۲۰۰۱ و ۲۰۰۹ دارای بیشترین مساحت (۶۲/۹ و ۶۷ کیلومتر مربع) و در ۲۰۱۸ کمترین مساحت (۴۴/۸ کیلومتر مربع) است. در مقابل پوشش متراکم که اراضی باغی، درختان بلند و انبوه و زمین‌های کشاورزی مرغوب را شامل می‌شود، در سال ۲۰۰۱ بیشترین مساحت (۴۲/۶ کیلومتر مربع) را داراست. به طور کلی پوشش گیاهی بیشترین مساحت را در سال ۲۰۰۶ با ۳۶ درصد (۲۰۱ کیلومتر مربع) و کمترین مساحت را در سال ۲۰۱۸ با ۲۳ درصد (۱۲۶ کیلومتر مربع) از مساحت کل منطقه مورد مطالعه دارد. همان‌طور که مشاهده می‌شود پوشش گیاهی در طی سال‌های مرطوب ۲۰۰۵،



۲۰۰۶ و ۲۰۲۰ نسبت به سال‌های خشک ۲۰۰۱، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۸ افزایش یافته است.

جدول ۲. تغییرات مساحت طبقات پوشش گیاهی فصل تابستان بر حسب کیلومتر مربع در کلان‌شهر اصفهان

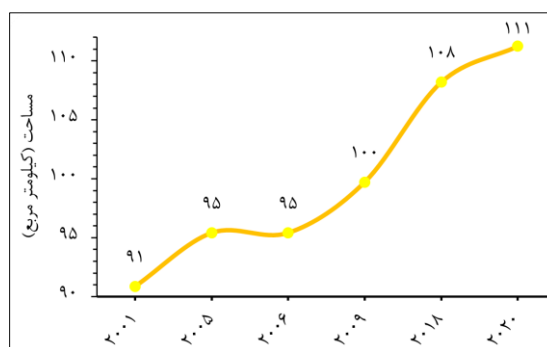
| سال  | پوشش ضعیف | پوشش متوسط | پوشش متراکم | پوشش کل |
|------|-----------|------------|-------------|---------|
| ۲۰۰۱ | ۸۲/۴      | ۶۲/۹       | ۴۲/۶        | ۱۸۸     |
| ۲۰۰۵ | ۱۱۲/۳     | ۵۹/۴       | ۲۸          | ۲۰۰     |
| ۲۰۰۶ | ۱۱۸/۱     | ۵۰/۶       | ۳۱/۸        | ۲۰۱     |
| ۲۰۰۹ | ۸۷        | ۶۷         | ۲۸/۴        | ۱۸۲     |
| ۲۰۱۸ | ۶۰/۷      | ۴۴/۸       | ۲۰/۲        | ۱۲۶     |
| ۲۰۲۰ | ۹۸/۱      | ۵۶/۷       | ۲۲/۶        | ۱۷۷     |



شکل ۴. تغییرات مساحت پوشش گیاهی فصل تابستان بر حسب درصد در کلان‌شهر اصفهان

### تغییرات مساحت مناطق شهری (NDBI)

نتایج محاسبه NDBI نشان می‌دهد که در طی دو دهه اخیر شهر گسترش بسیاری یافته است. همان‌طور که در شکل ۵ مشاهده می‌شود اراضی شهری در سال ۲۰۰۱، ۱۶/۵ درصد از مساحت منطقه مورد مطالعه را در بر گرفته (۹۱ کیلومتر مربع) که این مقدار در ۲۰۲۰ به ۱۱۱ کیلومترمربع (۲۰/۲ درصد) افزایش، به طور کلی، اراضی شهری ۳/۷ درصد در طول دوره آماری مورد مطالعه افزایش یافته است.



شکل ۵. تغییرات مساحت اراضی ساخته شده شهری براساس شاخص NDBI در کلان‌شهر اصفهان

### تغییرات دما سطح زمین (LST)

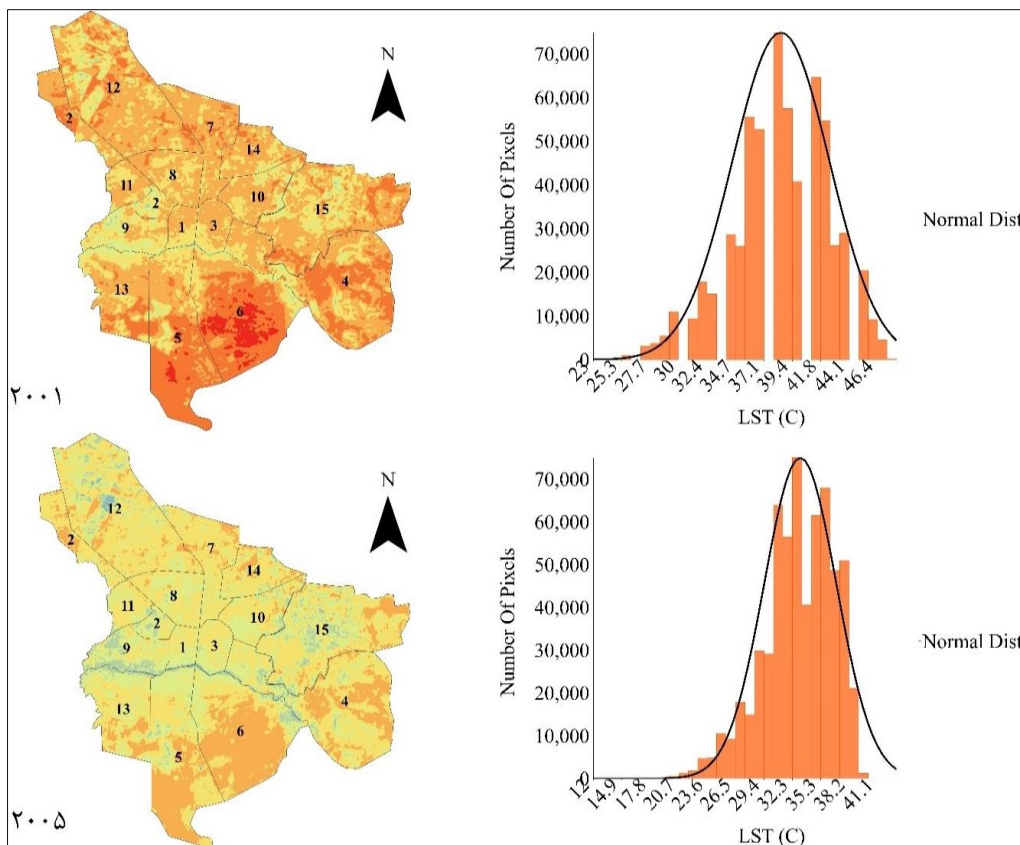
نتایج حاصل از واکاوی تغییرات دمای سطح زمین در طول ایام خشک و مرطوب نشان داد که دمای سطح‌زمین در طی سال‌های خشک نسبت به سال‌های مرطوب افزایش چشمگیری داشته است، به عنوان نمونه میزان دمای سطحی زمین از لحاظ میانگین، حداکثر و حداقل در سال خشک ۲۰۱۸ به ترتیب ۴۰/۴، ۴۹ و ۲۳ و در سال مرطوب ۲۰۰۶ به

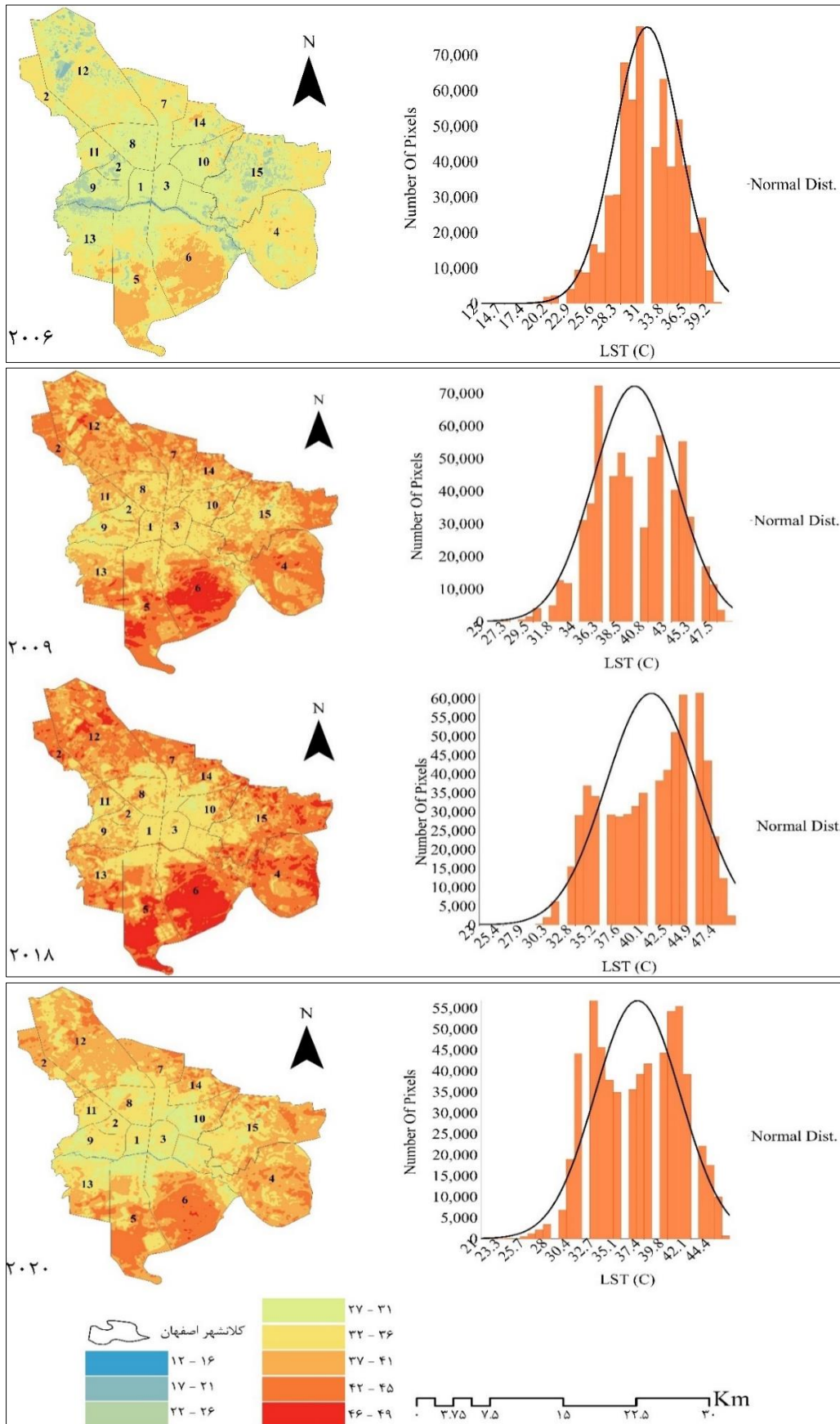
ترتیب ۳۱/۴، ۴۱ و ۱۲ درجه سلسیوس است (جدول ۳).

جدول ۳. تغییرات میانگین، حداقل، حداکثر و انحراف از معیار دمای سطح زمین در کلان‌شهر اصفهان

| سال  | Mean (میانگین) | Max (حداکثر) | Min (حداقل) | STD (انحراف از معیار) |
|------|----------------|--------------|-------------|-----------------------|
| ۲۰۰۱ | ۳۸/۵           | ۴۸           | ۲۳          | ۴                     |
| ۲۰۰۵ | ۳۳/۱۵          | ۴۳           | ۱۲          | ۳/۷                   |
| ۲۰۰۶ | ۳۱/۴           | ۴۱           | ۱۲          | ۳/۸                   |
| ۲۰۰۹ | ۳۹/۴           | ۴۹           | ۲۵          | ۴                     |
| ۲۰۱۸ | ۴۰/۴           | ۴۹           | ۲۳          | ۴/۶                   |
| ۲۰۲۰ | ۳۶/۷           | ۴۶           | ۲۱          | ۴/۳                   |

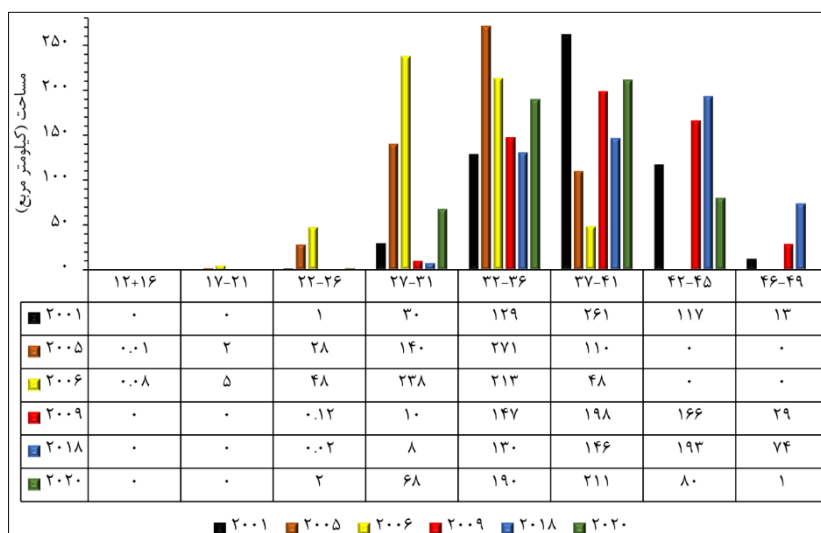
جهت نمایش شدت جزیره گرمایی با توجه به پوشش زمین در مناطق مختلف کلان‌شهر اصفهان، تصویر LST در سال‌های مورد مطالعه ترسیم گردید. شکل ۶ تغییرات دما در طی دوره آماری مورد مطالعه در فصل تابستان را در ۱۵ منطقه شهری کلان‌شهر اصفهان به همراه هیستوگرام هر تصویر نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود سال‌های مرطوب ۲۰۰۵، ۲۰۰۶ و ۲۰۲۰ دمای پایین‌تری را نسبت به سال‌های خشک ۲۰۰۱، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۸ در کل محدوده کلان‌شهر اصفهان نشان می‌دهند. بیشترین تراکم جزیره حرارتی سرد بر رودخانه زاینده‌رود و ساحل آن در سال‌های مرطوب است. بیشترین تراکم جزایر حرارتی گرم در مناطق ۲، ۴، ۵، ۶، ۷، ۱۴ و شرق منطقه ۱۵ است که متمرکز بر اراضی بایر می‌باشد. بیشترین تراکم دمای متوسط که با توجه به نمودار هیستوگرام بالاترین مقدار پیکسل‌ها را شامل می‌شود متمرکز بر اراضی شهری در مناطق ۱، ۳، شمال منطقه ۶، شمال و جنوب منطقه ۵، شمال منطقه ۱۳، جنوب مناطق ۲، ۷، ۱۰ و ۱۵ است. بنابراین می‌توان چنین نتیجه گرفت که در سال‌های خشک میزان دمای سطحی در مقایسه با سال‌های مرطوب افزایش بیشتری را نشان می‌دهد و فاصله گرفتن از بستر رودخانه زاینده‌رود بر میزان دما افزوده می‌گردد.





شکل ۶. تغییرات دمای سطح زمین در مناطق شهری کلان شهر اصفهان

تغییرات مساحت کلاس‌های دمایی در طی دوره آماری مورد مطالعه در شکل ۷ نشان داده شده است. قابل توجه است که مجموع مساحت طبقات دمایی ۴۹-۴۲ در سال خشک ۲۰۰۹ نسبت به سال خشک ۲۰۰۱ حدود ۱۲ درصد و نیز در سال ۲۰۱۸ حدود ۲۵ درصد افزایش یافته است در حالی که در سال‌های مرطوب ۲۰۰۵ و ۲۰۰۶ صفر و در سال ۲۰۲۰ نسبت به ۲۰۱۸ حدود ۳۴ درصد کاهش یافته است که نشان‌دهنده افزایش دما در سال‌های خشک و کاهش دما در سال‌های مرطوب است.



شکل ۷. تغییرات مساحت کلاس‌های دمای سطح زمین (LST) در کلان شهر اصفهان

تغییرات میانگین دمای سطح زمین (LST) نسبت به فاصله از زاینده رود در جدول ۴ ارائه گردیده است. به منظور بررسی تغییرات میانگین دما در فواصل مختلف از رودخانه زاینده رود با هدف میزان تاثیر جریان آب بر دمای سطح زمین در سطح کلان شهر اصفهان، ۱۲ طبقه مختلف در نظر گرفته شد و سپس میانگین دما در هر سال در فواصل نام برده اندازه گیری و مورد تحلیل قرار گرفت. نتایج حاکی از آن است که در تمامی سال‌ها به جز ۲۰۱۸ دمای سطح زمین با فاصله از رودخانه زاینده رود افزایش یافته و در هر طبقه بر میانگین دما حدود ۱ درجه سلسیوس افزوده شده است. در سال ۲۰۱۸ تا فاصله ۵۰۰ متری از سطح رودخانه دمای سطح زمین، روندی کاهشی و پس از آن روندی افزایشی را طی کرده است. دلیل این امر می‌تواند خشک بودن کامل رودخانه زاینده رود در تمامی طول سال و تبدیل شدن آن به زمین بایر باشد. از آنجایی که زمین خشک زودتر گرم می‌شود، دمای بالاتری را در این منطقه نسبت به دیگر فواصل نشان می‌دهد. کاهش ۲-۱ درجه‌ای میانگین دما تا فاصله ۵۰۰ متری از سطح رودخانه می‌تواند به علت وجود پوشش گیاهی در این مناطق باشد.

جدول ۴. تغییرات میانگین دمای سطح زمین (LST) با فاصله از زاینده رود در کلان شهر اصفهان

| فاصله  | ۲۰۰۱ | ۲۰۰۵ | ۲۰۰۶ | ۲۰۰۹ | ۲۰۱۸ | ۲۰۲۰ |
|--------|------|------|------|------|------|------|
| ۶۰m    | ۳۰/۷ | ۲۳/۷ | ۲۱/۹ | ۳۵/۵ | ۴۰/۱ | ۲۸/۶ |
| ۱۰۰m   | ۳۱/۴ | ۲۵/۷ | ۲۴/۷ | ۳۵   | ۳۹/۴ | ۲۹/۵ |
| ۲۰۰m   | ۳۲/۵ | ۲۷   | ۲۵/۶ | ۳۴/۳ | ۳۸/۴ | ۳۰/۷ |
| ۳۰۰m   | ۳۳/۵ | ۲۸/۳ | ۲۶/۷ | ۳۵   | ۳۷/۸ | ۳۱/۷ |
| ۴۰۰m   | ۳۴/۵ | ۲۹/۲ | ۲۷/۶ | ۳۵/۲ | ۳۷/۷ | ۳۲/۲ |
| ۵۰۰m   | ۳۵/۱ | ۲۹/۹ | ۲۸/۱ | ۳۵/۷ | ۳۷/۷ | ۳۲/۶ |
| ۱۰۰۰m  | ۳۵/۹ | ۳۰/۶ | ۲۸/۷ | ۳۶/۳ | ۳۸/۲ | ۳۳/۲ |
| ۳۰۰۰m  | ۳۸/۷ | ۳۳   | ۳۱/۳ | ۳۸/۹ | ۳۹/۴ | ۳۵/۴ |
| ۵۰۰۰m  | ۳۸/۸ | ۳۳/۴ | ۳۱/۹ | ۳۹/۴ | ۳۹/۹ | ۳۶/۶ |
| ۷۰۰۰m  | ۳۸/۸ | ۳۳/۵ | ۳۲/۱ | ۳۹/۵ | ۴۰/۲ | ۳۷   |
| ۹۰۰۰m  | ۳۸/۶ | ۳۳/۵ | ۳۱/۷ | ۳۹/۲ | ۴۰/۳ | ۳۷   |
| ۱۱۰۰۰m | ۳۹/۶ | ۳۴/۶ | ۳۲/۹ | ۴۱/۱ | ۴۲   | ۳۸/۵ |

## بحث

در این پژوهش روند تغییرات دمای سطح زمین (LST) در ارتباط با تغییرات مساحت پوشش گیاهی (NDVI) و رشد مناطق شهری با استفاده از شاخص (NDBI) در ۳ سال خشک ۲۰۰۱، ۲۰۰۹، ۲۰۱۸ و ۳ سال مرطوب ۲۰۰۵، ۲۰۰۶ و ۲۰۲۰ در سطح کلان‌شهر اصفهان با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست مورد بررسی قرار گرفت. تغییرات دمای سطح زمین در طول روز به واکنش‌های متمایز پوشش‌های مختلف زمین نسبت به تابش‌های خورشیدی نسبت داده می‌شود. ترکیب الگوهای استفاده از زمین نقش مهمی در شکل‌گیری LST شهری دارند (Doick et al., 2014; Imhoff et al., 2010; Park et al., 2017; Weng et al., 2004).

دمای سطح خاک به علت ظرفیت حرارتی پایین در طول روز افزایش می‌یابد و گرم می‌شود، این در حالی است که مناطق ساخته شده، آب و پوشش گیاهی دماهای پایین‌تری را به خود اختصاص می‌دهند. در طی روز جزایر گرمایی سطحی در مناطق بدون عارضه (زمین بایر) مشاهده می‌شود که این ناشی از گرم شدن سریع خاک است. سطوح غیرقابل نفوذ و دست‌ساز انسانی موجب افزایش دمای سطح زمین می‌شوند و برعکس پوشش گیاهی نقش منفی را در افزایش دما دارد و دمای سطح را تعدیل می‌کند. تراکم پوشش گیاهی یک عامل کلیدی در تنظیم دمای سطح زمین و کاهش اثرات جزیره گرمایی شهری است. همچنین شایان توجه است که بدنه‌های آبی با دمای پایین‌تر از پوشش گیاهی در طول روز در ایجاد جزایر حرارتی سرد در شهرها نقش مهمی دارند. تنش آب به طور مستقیم بر پوشش گیاهی تأثیر می‌گذارد و منجر به کاهش رشد، مرگ گیاه و تغییر در ترکیب گونه‌ها می‌شود که نقش مهمی در تنظیم UHI و کاهش LST دارد.

علت اصلی تنش آبی در اصفهان خشک شدن رودخانه زاینده‌رود است که منبع اصلی آب این شهر است. این رودخانه به دلایلی از جمله تغییرات آب‌وهوایی که منجر به کاهش بارش و افزایش میزان تبخیر می‌شود، استفاده بیش از حد از آب برای کشاورزی و دیگر اهداف، احداث سد‌ها بر روی رودخانه، خشک گردیده است. خشک شدن رودخانه زاینده‌رود در طی دو دهه اخیر موجب کاهش و در برخی مناطق از بین رفتن پوشش گیاهی (که بیشتر متمرکز بر اراضی کشاورزی در فواصل نزدیک به رودخانه است)، شده است. کاهش پوشش گیاهی که معمولاً به خنک کردن هوا از طریق تبخیر و تعرق کمک می‌کند، افزایش مناطق شهری که به دلیل تمرکز سطوح غیرقابل نفوذ به طور قابل توجهی گرم‌تر از محیط اطراف خود هستند و نیز منابع گرمایی انسانی و خشک شدن رودخانه نقش مؤثری در تشدید UHI ایفا می‌کند.

با توجه به نتایج به دست آمده از مطالعه صورت‌گرفته، حداکثر دما سطح زمین در سال‌های مرطوب نسبت به سال‌های خشک کاهش یافته و نیز با فاصله از رودخانه از تراکم پوشش گیاهی کاسته و بر میانگین دما سطح زمین افزوده شده است. به طور کلی حداکثر دما در مناطق شمالی، شرقی و جنوبی کلان‌شهر اصفهان مشاهده می‌شود در حالی که بیشترین تراکم جمعیت و مناطق شهری در بخش‌های مرکزی شهر متمرکز شده‌اند، تعادل دما در مرکز شهر به سبب جریان زاینده‌رود و تراکم فضای سبز در اطراف رودخانه است (Shirani-Bidabadi et al., 2019). مدنیان و همکاران نیز در حمایت از این یافته اذعان کردند که رودخانه زاینده‌رود و فضای سبز اطراف آن نقش حیاتی در کنترل LST اصفهان دارند (Madanian et al., 2018). رودخانه زاینده‌رود از مرکز اصفهان می‌گذرد و با فضای سبز متراکم احاطه شده است، به‌ویژه درختان از طریق سایه زدن از افزایش دمای زمین جلوگیری می‌کنند. مطالعات پنگ و همکاران مبنی بر نقش مهم فضاهای سبز در کاهش LST در کلان‌شهر پکن این موضوع را تایید می‌کند. آنان دریافتند که اگر لکه‌های فضای سبز یکپارچه و گسترده باشند خنک‌کنندگی آن افزایش خواهد یافت (Peng et al., 2016).

پارک و همکاران تأثیر فضاهای سبز بر جزیره گرمایی در سؤال کره جنوبی را بررسی کردند. نتایج نشان داد که لکه‌های فضای سبز با مساحت بیش از ۳۰۰ متر مربع و ۶۵۰ متر مربع می‌توانند LST را ۱ تا ۲ درجه سانتی‌گراد کاهش دهند (Park et al., 2017). نتایج مطالعه شیرانی بیدآبادی و همکاران نشان داد که فضای سبز کلان‌شهر

اصفهان در سال ۱۳۹۵ (۲۰۱۷) نسبت به سال ۱۳۹۹ (۲۰۲۱) کاهش یافته است (Shirani-Bidabadi et al., 2019) که با نتایج مطالعه حاضر مطابقت دارد. از آنجایی که اصفهان در منطقه‌ای گرم و خشک واقع شده و مناطق حومه آن در شمال، شرق و جنوب پوشیده از زمین‌های بایر و صخره‌ای است، این پوشش نور خورشید بیشتری را جذب و منعکس می‌کند و منجر به دمای سطحی بالاتر در مناطق حومه می‌شود (Georgescu et al., 2011). لازارینی و همکاران در تایید این موضوع اظهار داشتند که شهرهای واقع در مناطق گرم و خشک دمای سطحی بالاتری را در حومه خود در مقابل بخش‌های مرکزی در معرض قرار می‌دهند (Lazzarini et al., 2015). به طور کلی تنش آب به عنوان یک عامل مهم مؤثر بر پوشش گیاهی و LST ظاهر شد. کاهش پوشش گیاهی در طول سال‌های خشک به طور مستقیم به کاهش دسترسی به منابع آب مربوط می‌شود. علاوه بر این، توسعه شهری که طی دو دهه گذشته در کلان شهر اصفهان رخ داده است، به از بین رفتن پوشش گیاهی و تشدید اثر جزیره گرمایی شهری کمک کرده است.

### نتیجه گیری

حوضه آبریز زاینده رود که در مرکز ایران واقع شده است، در دهه‌های اخیر تنش آبی شدیدی را تجربه کرده است که منجر به کاهش منابع آبی و تاثیر قابل توجه بر پوشش گیاهی منطقه و دمای سطح زمین شده است. هدف از این مطالعه بررسی تغییرات دمای سطح زمین (LST) در رابطه با تغییرات پوشش گیاهی و توسعه اراضی شهری و به خصوص جریان زاینده رود در کلان شهر اصفهان به عنوان وسیع‌ترین و پرجمعیت‌ترین منطقه شهری در حوضه آبریز زاینده رود، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست TM، ETM و OLI در ۳ سال خشک ۲۰۰۱، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۸ و ۳ سال مرطوب ۲۰۰۵، ۲۰۰۶ و ۲۰۲۰، است. تجزیه و تحلیل داده‌های NDVI کاهش قابل توجهی را در پوشش گیاهی در طی سال‌های خشک در مقایسه با سال‌های مرطوب نشان داد. مساحت پوشش گیاهی ضعیف تا ۳ درصد افزایش یافته است که نشان می‌دهد تنش آب منجر به تغییر به سمت انواع پوشش گیاهی با نیاز آبی کمتر شده است. بررسی دمای سطح زمین نیز تفاوت آشکاری را بین سال‌های خشک و مرطوب نشان داد. در طول سال‌های خشک، مقادیر LST عموماً بالاتر از سال‌های مرطوب بوده و میانگین دما در سال ۲۰۱۸ به ۴۰/۴ درجه سلسیوس رسید. در مقابل، سال‌های مرطوب مقادیر LST کمتری را با دمای متوسط حدود ۳۱/۴ درجه سلسیوس در سال ۲۰۰۶ نشان دادند. توزیع LST نیز بین سال‌های خشک و مرطوب متفاوت است، سال‌های خشک با طیف گسترده‌تری از مقادیر LST مشخص شدند که نشان‌دهنده اثر جزیره گرمایی شهری است. تنش آب به عنوان یک عامل مهم مؤثر بر پوشش گیاهی و LST ظاهر شد. کاهش پوشش گیاهی در طول سال‌های خشک از آنجایی که بیشتر متمرکز بر اراضی کشاورزی است، به طور مستقیم به کاهش دسترسی به منابع آب مربوط می‌شود. علاوه بر این، توسعه شهری که طی دو دهه گذشته ۳/۷ درصد افزایش یافته است، به کاهش پوشش گیاهی و تشدید اثر جزیره گرمایی شهری کمک کرده است. بررسی تغییرات میانگین دما در فواصل مختلف از رودخانه زاینده رود نشان داد که با فاصله از رودخانه، دما در حدود ۱ درجه سلسیوس افزایش یافته است. اقداماتی چون افزایش پوشش گیاهی، استفاده از مواد بازتابنده بیشتر برای ساختمان‌ها و پیاده‌روها و ترویج حفاظت از آب جهت کاهش اثرات تنش آب و جزیره گرمایی در کلان شهر اصفهان ضروری است. از نتایج این پژوهش می‌توان در جهت مدیریت منطقه‌ای جهت جلوگیری از اثرات مخرب و زیان‌بار خشک شدن این رودخانه استفاده نمود. همچنین برای اطلاع‌رسانی به مراکز جهاد کشاورزی و سازمان هواشناسی و دیگر سازمان‌های مرتبط می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد.

### منابع

محمدپور، علی محمد؛ علیجانی، بهلول؛ اکبری، مه‌ری؛ ضیائی فیروزآبادی، پرویز (۱۳۹۹). تحلیل فضایی و زمانی جزایر حرارتی شهر گرگان. فصلنامه آمایش جغرافیایی فضا، ۱۰ (۳۸)، ۱۵۷-۱۷۲. doi: 10.30488/gps.2019.179397.3031

- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ منتظری، مجید (۱۳۹۹). رفتار زمانی- مکانی جزیره گرمایی کلان شهر اصفهان. *مجله مخاطرات محیط طبیعی*، ۹ (۲۴)، ۳۵-۴۶. doi: 10.22111/jneh.2019.28437.1493
- نیلیه بروجنی، مرضیه؛ احمدی ندوشن، مژگان (۱۳۹۸). بررسی رابطه پوشش گیاهی شهری و درجه حرارت سطح زمین با استفاده از تصویرهای ماهواره‌ای لندست TM و OLI و سنجه LST در شهر اصفهان. *فصلنامه علوم محیطی*، ۱۷ (۴)، ۱۶۳-۱۷۸. doi: 10.29252/envs.17.4.163

## References

- Acerro, J. A., & González-Asensio, B. (2018). Influence of vegetation on the morning land surface temperature in a tropical humid urban area. *Urban climate*, 26, 231-243. doi: 10.1016/j.uclim.2018.09.004
- Al-Ghussain, L. (2019). Global warming: review on driving forces and mitigation. *Environmental Progress & Sustainable Energy*, 38 (1), 13-21. doi: 10.1002/ep.13041
- Avdan, U. & Jovanovska, G. (2016). Algorithm for automated mapping of land surface temperature using LANDSAT 8 satellite data. *Journal of sensors*, 2016, 1-8. doi: 10.1155/2016/1480307
- Barsi, J. A., Schott, J. R., Hook, S. J., Raqueno, N. G., Markham, B. L., & Radocinski, R. G. (2014). Landsat-8 thermal infrared sensor (TIRS) vicarious radiometric calibration. *Remote Sensing*, 6 (11), 11607-11626. doi: 10.3390/rs61111607
- Buyantuyev, A., & Wu, J. (2010). Urban heat islands and landscape heterogeneity: linking spatiotemporal variations in surface temperatures to land-cover and socioeconomic patterns. *Landscape ecology*, 25, 17-33. doi: 10.1007/s10980-009-9402-4
- Chander, G., & Groeneveld, D. (2009). Intra-annual NDVI validation of the Landsat 5 TM radiometric calibration. *International journal of remote sensing*, 30(6), 1621-1628. doi: 10.1080/01431160802524545
- Chander, G., Markham, B. L., & Helder, D. L. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sensing of Environment*, 113(5), 893-903. doi: 10.1016/j.rse.2009.01.007
- Charabi, Y., & Bakhit, A. (2011). Assessment of the canopy urban heat island of a coastal arid tropical city: The case of Muscat, Oman. *Atmospheric Research*, 101(1-2), 215-227. doi: 10.1016/j.atmosres.2011.02.010
- Coll, C., Galve, J. M., Sanchez, J. M., & Caselles, V. (2009). Validation of Landsat-7/ETM+ thermal-band calibration and atmospheric correction with ground-based measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(1), 547-555. doi: 10.1109/TGRS.2009.2024934
- Dhar, R. B., Chakraborty, S., Chattopadhyay, R., & Sikdar, P. K. (2019). Impact of land-use/land-cover change on land surface temperature using satellite data: A case study of Rajarhat Block, North 24-Parganas District, West Bengal. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 47, 331-348. doi: 10.1007/s12524-019-00939-1
- Doick, K. J., Peace, A., & Hutchings, T. R. (2014). The role of one large greenspace in mitigating London's nocturnal urban heat island. *Science of the total environment*, 493, 662-671. doi: 10.1016/j.scitotenv.2014.06.048
- Georgescu, M., Moustauoui, M., Mahalov, A., & Dudhia, J. (2011). An alternative explanation of the semiarid urban area "oasis effect". *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116 (D24113), 1-13. doi: 10.1029/2011JD016720
- Ghobadi, A., Khosravi, M., & Tavousi, T. (2018). Surveying of heat waves impact on the urban heat islands: Case study, the Karaj City in Iran. *Urban climate*, 24, 600-615. doi: 10.1016/j.uclim.2017.12.004
- Guha, S., Govil, H., Dey, A., & Gill, N. (2018). Analytical study of land surface temperature with NDVI and NDBI using Landsat 8 OLI and TIRS data in Florence and Naples city, Italy. *European Journal of Remote Sensing*, 51(1), 667-678. doi: 10.1080/22797254.2018.1474494
- Hansen, J. (2004). Defusing the global warming time bomb. *Scientific American*, 290 (3), 68-77. <https://www.jstor.org/stable/26047640>
- Holm, A., Burnside, D., & Mitchell, A. (1987). The development of a system for monitoring trend in

- range condition in the arid shrublands of Western Australia. *The Rangeland Journal*, 9 (1), 14-20. doi: 10.1071/RJ9870014
- Imhoff, M. L., Zhang, P., Wolfe, R. E., & Bounoua, L. (2010). Remote sensing of the urban heat island effect across biomes in the continental USA. *Remote Sensing of Environment*, 114(3), 504-513. doi: 10.1016/j.rse.2009.10.008
- Jenerette, G. D., Harlan, S. L., Brazel, A., Jones, N., Larsen, L., & Stefanov, W. L. (2007). Regional relationships between surface temperature, vegetation, and human settlement in a rapidly urbanizing ecosystem. *Landscape ecology*, 22, 353-365. doi: 10.1007/s10980-006-9032-z
- Kuang, W., Liu, Y., Dou, Y., Chi, W., Chen, G., Gao, C., Yang, T., Liu, J., & Zhang, R. (2015). What are hot and what are not in an urban landscape: quantifying and explaining the land surface temperature pattern in Beijing, China. *Landscape ecology*, 30(2), 357-373. doi: 10.1007/s10980-014-0128-6
- Lazzarini, M., Molini, A., Marpu, P. R., Ouarda, T. B., & Ghedira, H. (2015). Urban climate modifications in hot desert cities: The role of land cover, local climate, and seasonality. *Geophysical research letters*, 42(22), 9980-9989. doi: 10.1002/2015GL066534
- Madanian, M., Soffianian, A. R., Koupai, S. S., Pourmanafi, S., & Momeni, M. (2018). Analyzing the effects of urban expansion on land surface temperature patterns by landscape metrics: A case study of Isfahan city, Iran. *Environmental monitoring and assessment*, 190, 1-11. doi: 10.1007/s10661-018-6564-z
- Masoodian, S. A., & Montazeri, M. (2020). Tempo-spatial behavior of Surface Urban Heat Island of Isfahan Metropolitan Area. *Journal of Natural Environmental Hazards*, 9 (24), 35-46. doi: 10.22111/jneh.2019.28437.1493 (In persian).
- Mohammadpour, a., Alijani, B., Akbary, M., & Zeaiean Firouzabadi, P. (2021). Spatial and temporal analysis of the thermal islands of Gorgan urban areas. *Geographical Planning of Space*, 10 (38), 157-172. doi: 10.30488/gps.2019.179397.3031 (In persian).
- Nasrollahi, N., Hatami, Z., & Taleghani, M. (2017). Development of outdoor thermal comfort model for tourists in urban historical areas; A case study in Isfahan. *Building and environment*, 125, 356-372. doi: 10.1016/j.buildenv.2017.09.006
- Niliyeh Brojeni, M., & Ahmadi Nadoushan, M. (2019). The relationship between urban vegetation and land surface temperature in Isfahan city using Landsat TM and OLI satellite images and LST index. *Environmental Sciences*, 17(4), 163-178. doi: 10.29252/envs.17.4.163 (In persian).
- Orhan, O., Ekercin, S., & Dadaser-Celik, F. (2014). Use of landsat land surface temperature and vegetation indices for monitoring drought in the Salt Lake Basin Area, Turkey. *The Scientific World Journal*, 2014. doi: 10.1155/2014/142939
- Orhan, O., & Yakar, M. (2016). Investigating land surface temperature changes using Landsat data in Konya, Turkey. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 41, 285-289. doi: 10.5194/isprs-archives-XLI-B8-285-2016
- Park, J., Kim, J.-H., Lee, D. K., Park, C. Y., & Jeong, S. G. (2017). The influence of small green space type and structure at the street level on urban heat island mitigation. *Urban forestry & urban greening*, 21, 203-212. doi: 10.1016/j.ufug.2016.12.005
- Peng, J., Xie, P., Liu, Y., & Ma, J. (2016). Urban thermal environment dynamics and associated landscape pattern factors: A case study in the Beijing metropolitan region. *Remote Sensing of Environment*, 173, 145-155. doi: 10.1016/j.rse.2015.11.027
- Penny, D., & Kealhofer, L. (2005). Microfossil evidence of land-use intensification in north Thailand. *Journal of Archaeological Science*, 32 (1), 69-82. doi: 10.1016/j.jas.2004.07.002
- Pettorelli, N., Vik, J. O., Mysterud, A., Gaillard, J.-M., Tucker, C. J., & Stenseth, N. C. (2005). Using the satellite-derived NDVI to assess ecological responses to environmental change. *Trends in ecology & evolution*, 20(9), 503-510. doi: 10.1016/j.tree.2005.05.011
- Rosenzweig, C., Solecki, W. D., Hammer, S. A., & Mehrotra, S. (2011). *Climate change and cities: First assessment report of the urban climate change research network*. Cambridge University Press. <https://www.researchgate.net/publication/285117257>.
- Sailor, D. J., & Lu, L. (2004). A top-down methodology for developing diurnal and seasonal



- anthropogenic heating profiles for urban areas. *Atmospheric environment*, 38(17), 2737-2748. doi: 10.1016/j.atmosenv.2004.01.034
- Schatz, J., & Kucharik, C. J. (2014). Seasonality of the urban heat island effect in Madison, Wisconsin. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(10), 2371-2386. doi: 10.1175/JAMC-D-14-0107.1
- Shah, D., Pandya, M., Trivedi, H., & Jani, A. (2013). Estimating minimum and maximum air temperature using MODIS data over Indo-Gangetic Plain. *Journal of earth system science*, 122, 1593-1605. doi: 10.1007/s12040-013-0369-9
- Shirani-Bidabadi, N., Nasrabadi, T., Faryadi, S., Larijani, A., & Roodposhti, M. S. (2019). Evaluating the spatial distribution and the intensity of urban heat island using remote sensing, case study of Isfahan city in Iran. *Sustainable cities and society*, 45, 686-692. doi: 10.1016/j.scs.2018.12.005
- Singh, P., Kikon, N., & Verma, P. (2017). Impact of land use change and urbanization on urban heat island in Lucknow city, Central India. A remote sensing based estimate. *Sustainable cities and society*, 32, 100-114. doi: 10.1016/j.scs.2017.02.018
- Smith, R., & Choudhury, B. J. (1990). On the correlation of indices of vegetation and surface temperature over south-eastern Australia. *International journal of remote sensing*, 11(11), 2113-2120. doi: 10.1080/01431169008955164
- Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C., Sòria, G., Romaguera, M., Guanter, L., Moreno, J., Plaza, A., & Martínez, P. (2008). Land surface emissivity retrieval from different VNIR and TIR sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(2), 316-327. doi: 10.1109/TGRS.2007.904834
- Steenefeld, G. J., Koopmans, S., Heusinkveld, B. G., & Theeuwes, N. E. (2014). Refreshing the role of open water surfaces on mitigating the maximum urban heat island effect. *Landscape and Urban Planning*, 121, 92-96. doi: 10.1016/j.landurbplan.2013.09.001
- Wang, F., Qin, Z., Song, C., Tu, L., Karnieli, A., & Zhao, S. (2015). An improved mono-window algorithm for land surface temperature retrieval from Landsat 8 thermal infrared sensor data. *Remote Sensing*, 7(4), 4268-4289. doi: 10.3390/rs70404268
- Weng, Q., Lu, D., & Schubring, J. (2004). Estimation of land surface temperature-vegetation abundance relationship for urban heat island studies. *Remote Sensing of Environment*, 89(4), 467-483. doi: 10.1016/j.rse.2003.11.005
- Yan, P., Shi, P., Gao, S., Chen, L., Zhang, X., & Bai, L. (2002). <sup>137</sup>Cs dating of lacustrine sediments and human impacts on Dalian Lake, Qinghai Province, China. *Catena*, 47(2), 91-99. doi: 10.1016/S0341-8162(01)00193-X
- Yuan, X., Wang, W., Cui, J., Meng, F., Kurban, A., & De Maeyer, P. (2017). Vegetation changes and land surface feedbacks drive shifts in local temperatures over Central Asia. *Scientific Reports*, 7(1), 3287. doi: 10.1038/s41598-017-03432-2
- Zha, Y., Gao, J., & Ni, S. (2003). Use of normalized difference built-up index in automatically mapping urban areas from TM imagery. *International journal of remote sensing*, 24(3), 583-594. doi: 10.1080/01431160304987
- Zhang, Y., Balzter, H., Zou, C., Xu, H., & Tang, F. (2015). Characterizing bi-temporal patterns of land surface temperature using landscape metrics based on sub-pixel classifications from Landsat TM/ETM+. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 42, 87-96. doi: 10.1016/j.jag.2015.06.007