نشریه علمی پژوهشی مهندسی فناوری اطلاعات مکانی

سال هفتم، شماره دوم، تابستان ۱۳۹۸

Vol.7, No.2, Summer 2019

۸۳-۱۱۲

مقاله پژوهشی

ارایه مدلی واریانس‌مبنا برای نرمال‌سازی دمای سطح بدست آمده از تصاویر ماهواره‌ای نسبت به پارامترهای محیطی

محمد کریمی فیروزجائی[۱]، مجید کیاورز[۲*]، سیدکاظم علوی‌پناه[۳]، سعید حمزه[۴]، یوان مالبتا[۵]

۱- دانشجوی دکتری گروه سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی دانشگاه تهران

۲- استادیار گروه سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی دانشگاه تهران

۳- استاد گروه سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی دانشگاه تهران

۴- دانشیار گروه سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی دانشگاه تهران

۵- محقق پسادکتری مرکز تحقیقات آب دانشگاه ملک عبدالله عربستان سعودی

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۴/۲۶ تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۰۱/۲۷

چکیده

نرمال‌سازی دمای سطح نسبت به عوامل محیطی از اهمیّت بالایی در مطالعات علمی و تصمیمات مدیریتی مناطق شهری و غیرشهری برخوردار است. هدف از این پژوهش، ارائه مدلی واریانس مبنا برای نرمال‌سازی دمای سطح نسبت به پارامترهای محیطی می‌باشد. برای این‌منظور از باندهای ماهواره لندست ۸، محصول بخار آب مودیس و مدل رقومی ارتفاع استر استفاده شده است. در این پژوهش مجموعه عوامل توپوگرافی، تابش ورودی به سطح، آلبیدو، نرخ افت محیطی، پوشش گیاهی و مجموعه خصوصیّات بیوفیزیکی سطح به عنوان پارامترهای محیطی در نظر گرفته شده است. برای محاسبه دمای سطح از الگوریتم تک کاناله استفاده و برای مدل‌سازی تابش ورودی به سطح مدل کولبو بهبود یافته ارائه شده است. همچنین برای مدل‌سازی آلبیدو سطح، از ترکیب باندهای انعکاسی لندست ۸، نرخ افت محیطی از مدل رقومی ارتفاع و خصوصیات بیوفیزیکی از ترکیب‌های باندی تسلدکپ استفاده شده است. در نهایت برای محاسبه ضرایب مجهول مربوط به هر یک از پارامترها در مدل ارائه‌شده برای نرمال‌سازی دمای سطح با شرط مینیم شدن واریانس مقادیر دمای سطح نرمال‌شده، از مدل سرشکنی کمترین مربعات استفاده شده است. برای ارزیابی دقت نتایج مدل ارائه شده شاخص‌های ضریب همبستگی و خطای مجذور میانگین مربعات بین مقادیر دمای سطح مدل‌شده، مشاهده‌شده و اندازه‌گیری‌شده زمینی و واریانس مقادیر دمای سطح نرمال‌شده بکار گرفته شده است. نتایج حاصل از پژوهش نشان‌دهنده این است که برای محدوده‌ی مورد مطالعه، پارامتر تابش ورودی به سطح، بیشترین و پارامترهای ارتفاع و سبزینگی، کمترین تاثیر را بر مقدار و چگونگی توزیع دمای سطح دارند. مقدار ضریب همبستگی و خطای جذر میانگین مربعات بین دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح مشاهده شده منطقه اول به ترتیب برابر با ۰/۹۷ و ۱/۵۳ و واریانس مقادیر دمای سطح نرمال‌شده ۰/۷۹ می‌باشد. همچنین نتایج حاصل از پژوهش،کارایی بالای مدل ارائه شده را برای نرمال‌سازی دمای سطح نسبت به پارامترهای محیطی نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: نرمال‌سازی، دمای سطح زمین، پارامترهای محیطی، واریانس‌مبنا.

نویسنده مکاتبه‌کننده: تهران- خیابان انقلاب- کوچه آذین- دانشکده جغرافیا

تلفن: ۰۹۱۲۳۳۰۱۹۲۲

Email: Kiavarzmajid@ut.ac.ir

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

۱- مقدمه

پدیده‌ها و عوارض گوناگون، با توجه به شرایط مختلف، از خود انرژی تابشی گسیل می‌نمایند. دمای سطح زمین[1] (*LST*) به‌دلیل نشان دادن میزان تشعشات ساطع شده از سطح و زیرسطح زمین و تبادل انرژی بین سطح زمین و اتمسفر، اهمیت بسیار دارد. در سال‌های اخیر با توسعه علم سنجش از دور حرارتی، محاسبه‌ی دمای سطح زمین برای یک منطقه وسیع، با قدرت تفکیک مکانی و زمانی نسبتاً مناسب ممکن شده است. *LST* بدست آمده از سنجش از دور حرارتی، در مطالعات متعدد از جمله منابع زمینی و زیرزمینی [۱ و ۲]، پایش پدیده‌های محیطی [۳]، مطالعات بیلان انرژی [۴]، ساختار زمین‌شناسی [۵]، تغییرات اقلیم و پدیده‌های شهری [۶، ۷ و ۸]، وضعیت تبخیر و تعرق، رطوبت خاک و مدیریت منابع آب [۱، ۹ و ۱۰] و شناسایی پدیده‌های مختلف [۱۱ و ۱۲] از اهمیت بالایی برخوردار است. دمای سطح پدیده‌ها و عوارض مختلف در شرایط طبیعی و محیطی آزاد، بسته به مجموعه شرایط محیطی همچون موقعیت زمانی (ساعت در شبانه روز و روز در سال)، موقعیت جغرافیایی (طول و عرض جغرافیایی)، توپوگرافی (ارتفاع، شیب و جهت شیب و سایه)، ویژگی‌های حرارتی ذاتی (اینرسی حرارتی و ضریب گسیلندگی)، خصوصیات بیوفیزیکی (رطوبت، سبزینگی، روشنایی، آلبیدو و تبخیر و تعرق)، پارامترهایی سینوپتیک و اقلیمی (باد، بخار آب موجود در جو و فشار هوا) و شرایط زیرسطحی (مناطق ژئوترمال، هیدروترمال، گسل و آتشفشان) متفاوت است [۱۳، ۱۴ و ۱۵]. نرمال‌سازی دمای سطح نسبت به عوامل محیطی در بسیاری از مطالعات علمی و تصمیمات مدیریتی دقیق همچون بحث شناسایی منابع ژئوترمال، پایش روند تغییرات فعالیت گسل‌ها و آتشفشان‌ها، روند تغییرات انومالی‌های حرارتی و ارتباط آن با زمین‌لرزه در محیط غیرشهری و مدیریت و برنامه‌ریزی مصرف منابع انرژی در محیط شهری از اهمیت بالایی برخوردار است [۱۳، ۱۶، ۱۷، ۱۸ و ۱۹]. از جمله مهم‌ترین پارامترهای موثر بر *LST*، انرژی رسیده به سطح می‌باشد. برای شبیه‌سازی دقیق *LST* و در نهایت نرمال‌سازی آن، باید تابش ورودی خورشیدی در مقیاس پیکسل محاسبه شود [۱۷]. تابش ورودی برای یک منطقه، مجموعی از تابش مستقیم و غیرمستقیم خورشید و تابش مستقیم و غیرمستقیم بازتاب شده از مناطق همسایه می‌باشد [۲۰]. تابش ورودی به مجموعه عوامل از جمله میزان ابرناکی آسمان، شرایط و پارامترهای اتمسفری، زمان در شبانه‌روز و سال، عرض و طول جغرافیایی، آلبیدو سطح مناطق همسایه و شرایط توپوگرافی سطح و مناطق همسایه بستگی دارد [۲۱]. برآورد مقدار و نحوه توزیع تابش ورودی خورشید برای مناطق کوهستانی با توجه به شرایط هندسی و توپوگرافی ناهمگن و انعکاس‌های متعدد که در چنین شرایطی رخ می‌دهد چالش برانگیز است. تغییرات محسوس عوامل توپوگرافی از جمله شیب، جهت شیب می‌تواند منجر به تغییرات قابل ملاحظه‌ای در زاویه فرود موج و در نتیجه توزیع ناهمگن تابش ورودی خورشید در این مناطق شود [۱۵ و ۱۷]. باتوجه به زاویه فرود محلی تابش خورشیدی، در مناطق کوهستانی *LST* بین جهت شیب جنوب و شمال می‌تواند تا ۳۰ درجه متغیر باشد [۲۲]. از دیگر پارامترهای موثر بر تغییرات *LST*، اثر نرخ افت محیطی[2] (*ELR*) می‌باشد. اثر *ELR* بیانگر این است که در یک تروپسفر با زمان و موقعیت ثابت، افزایش ارتفاع از سطح آب‌های آزاد، سبب کاهش فشار هوا می‌شود؛ این عمل به‌صورت بی‌دررو انجام گرفته، در نتیجه انرژی داخلی هوا کاهش یافته و دمای هوا پایین می‌آید [۲۳]. به صورت نظری و تئوری، مقدار *ELR* در شرایط بی‌دررو خشک، در حدود ۹/۸ درجه در هر کیلومتر، در شرایط بی‌درو نیمه‌خشک، در ارتفاع پایین‌تر از ۱۰ کیلومتری

[1] *Land Surface Temperature*

[2] *Environmental Lapse Rate (ELR)*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

اتمسفر، در حدود ۷-۶ درجه در هر کیلومتر و در شرایط بی‌درو مرطوب در حدود ۳/۶ درجه در هر کیلومتر در نظر گرفته می‌شود [۲۴، ۲۵ و ۲۶]. ولی در عمل مقدار این پارامتر برای هر منطقه باید به‌صورت مجزا با توجه به شرایط منطقه محاسبه شود. پارامترهای دیگر از جمله خصوصیات اینرسی حرارتی، ضریب گسیلندگی، خصوصیات بیوفیزیکی و شرایط جوی و سینوپتیک نیز با تاثیر بر توازن انرژی بین سطح، زیرسطح و اتمسفر از جمله عوامل موثر بر مقدار و نحوه توزیع *LST* در یک منطقه می‌باشند.

۱-۱- پیشینه تحقیق

هیس و کورا[1] در سال ۲۰۰۹، *LST* را برای یک منطقه با پوشش گیاهی متراکم با استفاده از رابطه رگرسیون خطی، با توجه به پارامترهای ارتفاع و سایه روشن[2] مدل‌سازی کردند. برای ارزیابی دقت مدل از پارامتر ضریب همبستگی بین دمای سطح مشاهده شده و مدل‌شده استفاده شد و ضریب همبستگی ۰/۴۹- ۰/۴۷ بین دمای سطح مشاهده شده و مدل‌شده به‌دست آمد [۲۷]. دوزیر و اوتکالت[3] در سال ۱۹۷۹، از معادلات بیلان انرژی برای شبیه‌سازی *LST* در مناطق کوهستانی استفاده کردند. در این مدل، مجموعه پارامترهای انرژی ورودی به سطح، آلبیدو، ضریب زبری سطح، سرعت باد، رطوبت نسبی هوا، فشار هوا، فشار بخار آب موجود در هوا در نظر گرفته شد. ولی این مدل برای مناطق ناهمگن از نظر پوشش گیاهی و رطوبت سطحی کارایی نداشت و فقط برای مناطق بایر و خشک مناسب بود. در این پژوهش برای مدل‌سازی انرژی ورودی خورشید، تابش مستقیم و غیرمستقیم بازتاب شده از مناطق همسایه لحاظ نشد. همچنین برای مدل‌سازی اثر *ELR*، از مقدار استاندارد ۶/۵ درجه سانتی‌گراد برای هر کیلومتر استفاده شد که این مقدار برای مناطق مختلف ثابت نبوده و باید برای هر منطقه به صورت خاص محاسبه شود [۲۸]. پیترس[4] و همکاران (۲۰۱۲) در پژوهشی برای ارزیابی وضعیت تبخیر و تعرق منطقه، از خصوصیات فضای ویژگی بین دو پارامتر *LST* و شاخص پوشش گیاهی[5] (*VI*) استفاده کرده‌اند. نتایج تحقیق نشان داد که استفاده از مدل فضای ویژگی *LST-VI* برای بررسی وضعیت تبخیر و تعرق در مناطق با توپوگرافی خشن دارای پیچیدگی‌های خاصی است و نتایج مدل از دقت لازم برخوردار نیست. به همین دلیل باید دمای سطح نسبت به شرایط ارتفاعی منطقه نرمال شود. در این تحقیق از مدل رگرسیونی خطی طبقه‌بندی شده برای بررسی ارتباط بین دمای سطح و ارتفاع منطقه استفاده شد [۲۹]. کولبو[6] و همکاران طی تحقیقی در سال ۲۰۰۷ شناسایی آنومولی‌های حرارتی سطح را با استفاده از تصاویر روز و شب رادیومتر پیشرفته فضابرد بازتابی و گسیل گرمایی[7] (*ASTER*) بررسی کردند. به این منظور، در این پژوهش، دمای سطح حاصل از تصاویر حرارتی نسبت به اثرات توپوگرافی، آلبیدو، ضریب گسیلندگی و اینرسی حرارتی نرمال شد. وجه تمایز این مطالعه نسبت به مطالعات گذشته، نرمال‌سازی اثر اینرسی حرارتی با استفاده از تصویر حرارتی روز و شب می‌باشد. همچنین در این مطالعه با توجه به اینکه مقادیر باندهای انعکاسی در مناطق کوهستانی، تحت تاثیر شرایط توپوگرافی قرار می‌گیرد، آلبیدو حاصل از باندهای انعکاسی با توجه با پارامتر زاویه فرود محلی تصحیح شد. در این پژوهش برای نرمال‌سازی *LST* از پارامترهای مختلف از معادله بیلان انرژی استفاده شده است. با فرض این که در مناطق خشک و بیابانی، تاثیر پارامترهای شار گرمایی

[1] *Hais and Kučera*
[2] *Hillshad*
[3] *Dozier and Outcalt*
[4] *Peters*
[5] *Vegetation Index*
[6] *Coolbaugh*
[7] *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

محسوس و نهان بر *LST* بسیار ناچیز است، در مدل پیشنهادی در این پژوهش این دو پارامتر لحاظ نشده است. بنابراین برای مناطق با تغییرات مکانی خصوصیات بیوفیزیکی، مدل پیشنهادی ناکارآمد می‌باشد [۱۸]. مالبتو[1] و همکاران در سال ۲۰۱۷ برای نرمال‌سازی دمای سطح نسبت به پارامترهای توپوگرافی سه مدل معادلات بیلان انرژی بر اساس خاک و گیاه، رگرسیون چندگانه و شیب لبه خشک را پیشنهاد دادند. برای مدل‌سازی پارامتر تابش ورودی خورشید برای منطقه کوهستانی مدنظر در این پژوهش از مدل انتقال تابش ناهمگرای گسسته[2] (*DART*) استفاده شد. این مدل برای محاسبه مقدار انرژی ورودی به سطح، تابش مستقیم و غیرمستقیم خورشید و تابش مستقیم و غیرمستقیم بازتاب شده از مناطق همسایه را در نظر می‌گیرد. در مدل بیلان انرژی برای نرمال‌سازی دمای سطح، دو پارامتر شار گرمایی محسوس و نهان که معمولاً در مطالعات گذشته در این زمینه به‌دلیل پیچیدگی مدل، نادیده گرفته می‌شد لحاظ شده است. نتایج پژوهش نشان‌دهنده این است که مدل معادلات بیلان انرژی به‌دلیل در نظر گرفتن دو کسر پوشش خاک و پوشش گیاهی، شرایط دمای هوا، فشار هوا، ضریب زبری سطح و در نظر گرفتن شار گرمایی محسوس و نهان نسبت به روش‌های رگرسیون چندگانه و شیب لبه خشک برای نرمال کردن دمای سطح نسبت به عوامل توپوگرافی کارآمدتر است [۱۷]. کیاورز در سال ۲۰۱۷ برای تهیه نقشه و کمی‌سازی مظاهر حرارتی سطحی مثل چشمه‌های آب گرم، گاز فشان‌ها و نقاط آتش‌فشانی تصویر حرارتی را نسبت به تاثیر خورشید، آلبیدو، *ELR* و تبخیر و تعرق نرمال کرد. مدل ارائه شده در این مطالعه، یک مدل خطی می‌باشد که ضرایب مدل مذکور با استفاده از روش سرشکنی کمترین مربعات، طوری محاسبه می‌شوند که واریانس تصویر نهایی مینیمم شود. نتایج پژوهش نشان دهنده این است که نقشه مظاهر سطحی حاصل از تصویر انومالی حرارتی نهایی ۶۲ درصد با نقشه واقعی مظاهر سطحی مطابقت دارد. مزیت مدل ارائه شده در این پژوهش نسبت به مدل‌های ارائه شده در گذشته، استفاده از مقادیر شاخص تفاضلی نرمال شده پوشش گیاهی[3] (*NDVI*) برای وارد کردن تاثیر تبخیر و تعرق به مدل می‌باشد که این مدل را تا حدودی برای نرمال‌سازی *LST* مناطق ناهمگن از نظر پوشش گیاهی کارآمد می‌کند. همچنین در این مطالعه به‌منظور محاسبه همزمان ضرایب با شرط مینیمم کردن واریانس تصویر انومالی از روش سرشکنی کمترین مربعات استفاده شد که یک مسئله بهینه‌سازی چندمعیاره می‌باشد [۳۰].

با توجه بررسی مطالعات گذشته مشخص می‌شود که در مدل‌های ارائه شده برای نرمال‌سازی *LST*، بیشتر بر اثر خورشید و شرایط توپوگرافی تاکید شده است. اکثر مدل‌های ارائه شده برای مناطق بایر و خشک مناسب می‌باشند. در صورتی‌که علاوه بر اثر خورشید و شرایط توپوگرافی پارامترهای دیگری از جمله خصوصیات بیوفیزیکی بر دمای سطح تاثیرگذار هستند. با توجه به مطالب ذکر شده، هدف از مطالعه حاضر، ارائه مدلی جدید واریانس مبنا برای نرمال‌سازی دمای سطح نسبت به پارامترهای محیطی می‌باشد که علاوه بر بهبود مدل‌های موجود برای مدل‌سازی تاثیر عوامل خورشید و توپوگرافی تاثیر عوامل بیوفیزیکی بر دمای سطح را نیز درنظر می‌گیرد.

۲-مواد و روش

در ادامه داده‌ها و روش تحقیق تشریح شده است.

۲-۱- داده‌ها

در مطالعه‌ی حاضر از باندهای انعکاسی و حرارتی تصویر ماهواره‌ای لندست ۸، مدل رقومی ارتفاع سنجنده استر

[1] *Malbéteau*
[2] *Discrete Anisotropic Radiative Transfer*
[3] *Normalized Difference Vegetation Index*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر و محصول بخار آب *MOD07* سنجنده *MODIS*[1] با قدرت تفکیک مکانی ۵۰۰۰ متر برای تاریخ ۲۰۱۵/۰۹/۲۸ منطقه اول و تاریخ ۲۰۱۴/۰۸/۱۲ برای منطقه دوم استفاده شده است. این لایه‌های اطلاعاتی زمین مرجع شده و در سیستم جهانی مرکاتور معکوس[2] *(UTM)* برای منطقه اول در ناحیه *N*۳۹ و برای منطقه دوم در ناحیه *N*۲۹ قرار دارند. داده‌های مذکور در سایت زمین شناسی آمریکا[3] و سایت ناسا[4] در دسترس می‌باشند. نقشه‌های شیب و جهت شیب مورد استفاده در پژوهش با استفاده از مدل رقومی ارتفاع استر بدست آمده است.

برای ارزیابی دقت دمای سطح مدل‌شده، از مجموعه داده‌های زمینی ثبت شده توسط دستگاه‌های ثبت دمای خاک، در لحظه گذر ماهواره در منطقه دوم استفاده شد. مدل دستگاه‌های ثبت دما مورد استفاده در پژوهش حاضر، *DS1921G* بود. این دستگاه‌ها دمای خاک در بازه ۳۰- تا ۷۰ درجه سانتی‌گراد را با دقت ۱ درجه سانتی‌گراد ثبت می‌کنند. ۴۵ عدد از این دستگاه‌ها برای پروژه *MIXMOD-E (ANR-13-JS06-0003-01)* و *REC (RISE-2014-645642-REC)* در سال ۲۰۱۴ در عمق ۱ سانتی‌متری خاک منطقه دوم قرار گرفت و دمای خاک به‌طور پیوسته به مدت ۶ ماه ثبت شد. چهار عدد از دستگاه‌ها در این بازه زمانی از کار افتادند و در نهایت از داده‌های ثبت شده توسط ۴۱ دستگاه استفاده شد.

۲-۲- روش تحقیق

در ادامه مراحل روش تحقیق تشریح شده است.

۲-۲-۱- پیش‌پردازش

انجام تصحیحات رادیومتریکی باندهای مختلف تصویر ماهواره‌ای قبل از محاسبه و استخراج پارامترهای مختلف نظیر انرژی طیفی انعکاسی-حرارتی، ضریب گسیلندگی، *LST*، آلبیدو سطح و خصوصیات بیوفیزیکی سطح الزامی است. برای دستیابی به این هدف، باید اثر اتمسفر، هندسه دید سنجنده و اثر توپوگرافی برای باندهای اپتیک و حرارتی در نظر گرفته شود. به‌دلیل مدل‌سازی اثرات توپوگرافی برای باندهای انعکاسی و حرارتی در مراحل بعد، از تصحیح توپوگرافی در این مرحله صرف‌نظر شد. همچنین با در نظر گرفتن اثر انرژی غیرمستقیم خورشید و ضریب عبور اتمسفری در مدل‌سازی انرژی رسیده به سطح در این مرحله از تصحیح اتمسفری باند حرارتی صرف‌نظر شده است. برای تصحیح اتمسفری باندهای انعکاسی لندست ۸ از مدل تصحیح اتمسفری *FLAASH*[5] استفاده شده است. این مدل تصحیح اتمسفری از پایگاه داده مدل‌های انتقال تابش *MODTRAN*[6] برای تصحیح اتمسفری استفاده می‌کند[۳۱]. تصاویر لندست با خطای کمتر از ۱۲ متر زمین مرجع در سایت زمین شناسی امریکا در دسترس می‌باشد [۱۳، ۳۲ و ۳۳]. با این حال، مطابقت هندسی داده‌های مختلف مورد استفاده در پژوهش با توجه به اینکه از منابع مختلف تهیه شده‌اند؛ از اهمیت زیادی برخوردار است. برای این منظور از روش تصحیح هندسی ثبت تصویر به نقشه توپوگرافی برای تطبیق باندهای انعکاسی و حرارتی لندست ۸ و مدل رقومی ارتفاع استر استفاده شد.

۲-۲-۲- مدل‌سازی پارامترهای محیطی

در ادامه مراحل مدل‌سازی پارامترهای محیطی آورده شده است.

۲-۲-۲-۱- مدل‌سازی اثر انرژی خورشید و توپوگرافی

برای مدل‌سازی اثر خورشید و توپوگرافی باید مقدار انرژی ورودی به سطح، شامل تابش مستقیم و غیرمستقیم خورشید و تابش مستقیم و غیرمستقیم

[1] *Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer*
[2] *Universal Transverse Mercator*
[3] *http://www.usgs.gov*
[4] *https://ladsweb.nascom.nasa.gov*
[5] *Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Hypercubes*
[6] *Moderate resolution atmospheric Transmission*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

بـازتـاب شـــده از مناطق همســـایه باتوجه به موقعیت جغرافیایی، موقعیت زمانی و شـرایط توپوگرافی محاسبه شـــود. برای این منظور ابتـدا مدل‌ســـازی پارامترهایی همچون زاویه انحراف زمین، زاویه ســـاعتی خورشـــید، زاویه زنیتی و زاویه فرود محلی تابش خورشـید، فاصـله نسبی زمین تا خورشید و ضریب عبور اتمسفری ضروری می‌باشد.

رابطه(۱)
$$\delta = 0.006918 - 0.399912\cos(N) + 0.070257\sin(N) - 0.006758\cos(2N) + 0.000907\sin(2N) - 0.002697\cos(3N) + 0.00148\sin(3N)$$

رابطه(۲)
$$N = 2\pi\left(\frac{n-1}{365}\right)$$

در روابط فوق، n روز در سال میلادی می‌باشد.

مفهوم زاویه ســاعتی، توصـیف چرخش زمین به دور محور قطبی آن اسـت که معادل ۱۵+ درجه در هر یک ساعت در طول صبح و ۱۵- درجه برای هر یک ساعت بعد از ظهر می‌باشـد. زاویه ساعتی با توجه به روابط (۳) تا (۶) [۲۱ و ۳۴] محاسبه شده است.

رابطه(۳)
$$w = 15(12 - ST)$$

رابطه(۴)
$$ST = LT + \frac{ET}{60} + \frac{4}{60}(L_S - L_L)$$

رابطه(۵)
$$ET = 9.87\sin(2B) - 7.53\cos(B) - 1.5\cos(B)$$

رابطه(۶)
$$B = 360(n-81)/365$$

در روابط فوق، n روز در ســال میلادی، ST زمان محلی خورشید، LT زمان استاندارد محلی، L_S طول جغرافیایی مرکز قـاچ زمـان محلی (برحســـب درجـه)، L_L طول جغرافیایی محلی (برحسـب درجه) و ET تصحیح فصلی برای زمان خورشید (برحسب ساعت) می‌باشند.

۲-۲-۲-۱-۲- زاویـه زنیتی و زاویـه فرود محلی تابش خورشید

به زاویه‌ی بین راسـتای تابش خورشید و راستای نرمال بر سـطح ژئویید زاویه زنیتی و به زاویه‌ی بین راســتای تابش خورشـید و راسـتای نرمال بر سـطح منطقه زاویه فرود محلی می‌گوینـد. زاویـه زنیتی تـابع پـارامترهـای موقعیـت جغرافیـایی، موقعیـت زمـانی و زاویـه انحراف زمین و زاویـه فرود محلی علاوه بر پارامترهای فوق تابع شـــرایط توپوگرافی منطقه نیز می‌باشـــند [۲۱ و ۳۴]. زاویه زنیتی و فرود محلی تابش خورشـــید به ترتیب با استفاده از روابط (۷) و (۸) محاسبه می‌شود.

رابطه(۷)
$$\cos(\alpha) = \cos(\delta)\cos(\varphi)\cos(w) + \sin(\delta)\cos(\varphi)$$

رابطه(۸)
$$\cos(\theta) = \sin(\delta)\sin(\varphi)\cos(\beta) - \sin(\delta)\cos(\varphi)\sin(\beta)\cos(\gamma) + \cos(\delta)\cos(\varphi)\cos(\beta)\cos(w) + \cos(\delta)\sin(\varphi)\sin(\beta)\cos(\gamma)\cos(w) + \cos(\delta)\sin(\varphi)\sin(\beta)\sin(w)$$

۲-۲-۲-۱-۱- زاویه انحراف زمین و زاویه ساعتی

زاویه بین محور چرخش زمین و خط عمود بر صـــفحه مـداری زمین یـا صـــفحه‌ی دایرةالبروج، زاویه انحراف زمین نامیده شده و با توجه به روابط (۱) و (۲) محاسبه می‌شود [۲۱, ۳۴].

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

که در روابط فوق، δ میزان انحراف زمین، φ عرض جغرافیایی و w زاویه ساعتی، β بیانگر شیب و γ زاویه آزیموت سطح همگی بر حسب رادیان می‌باشند.

۲-۲-۲-۱-۳- فاصله نسبی زمین تا خورشید

فاصله نسبی زمین تا خورشید تابعی از پارامتر روز در سال بوده و در طول یک سال تغییر می‌کند. این پارامتر بر مقدار انرژی رسیده از طرف خورشید به سطح تاثیر می‌گذارد. برای محاسبه آن از رابطه (۹) استفاده می‌شود [۲۱ و ۳۴].

رابطه(۹)
$$dr = 1 + 0.033\cos\left(\frac{360\,n}{365}\right)$$

در رابطه (۹)، dr نشان‌دهنده فاصله نسبی زمین تا خورشید و n نشان‌دهنده پارامتر روز در سال میلادی است.

۲-۲-۲-۱-۴- ضریب عبور اتمسفری

برای محاسبه ضریب عبور اتمسفری تابش مستقیم خورشید از رابطه (۱۰) تا (۱۳) استفاده می‌شود [۳۵].

رابطه(۱۰)
$$\tau_b = a_0 + a_1 e^{\left(-k/\cos(\alpha)\right)}$$

رابطه(۱۱)
$$a_0 = r_0\left(0.4237 - 0.00821(6-h)^2\right)$$

رابطه(۱۲)
$$a_1 = r_1\left(0.5055 - 0.00595(6.5-h)^2\right)$$

رابطه(۱۳)
$$k = r_k\left(0.2711 - 0.01858(2.5-h)^2\right)$$

در روابط فوق، τ_b ضریب عبور اتمسفری برای تابش مستقیم خورشید، α زاویه زنیتی تابش خورشید، h ارتفاع منطقه از سطح آب‌های آزاد به کیلومتر و هریک از ضرایب r_0، r_1 و r_k ضرایبی هستند که با توجه به شرایط اقلیمی مطابق با جدول (۱) تعیین می‌شوند [۳۵].

جدول ۱: مقادیر ضرایب r_0، r_1 و r_k با توجه به شرایط اقلیمی

شرایط اقلیمی	r_0	r_1	r_k
گرمسیری	۰/۹۵	۰/۹۸	۱/۰۲
نیمه گرمسیری	۰/۹۷	۰/۹۹	۱/۰۲
سردسیری	۰/۹۹	۰/۹۹	۱/۰۱
نیمه سردسیری	۱/۰۳	۱/۰۱	۱/۰

ضریب عبور اتمسفری برای تابش غیرمستقیم خورشید تابعی از τ_b می‌باشد که به صورت رابطه (۱۴) محاسبه می‌شود [۳۵].

رابطه(۱۴)
$$\tau_d = 0.271 - 0.294\tau_b$$

در رابطه (۱۴)، τ_d ضریب عبور اتمسفری برای تابش غیرمستقیم خورشید می‌باشد.

۲-۲-۲-۱-۵- تابش مستقیم خورشید

تابش مستقیم خورشید تابعی از پارامترهای ثابت خورشیدی، ضریب عبور اتمسفری و فاصله نسبی از زمین می‌باشد که به صورت رابطه (۱۵) محاسبه می‌شود [۲۱، ۳۴ و ۳۵].

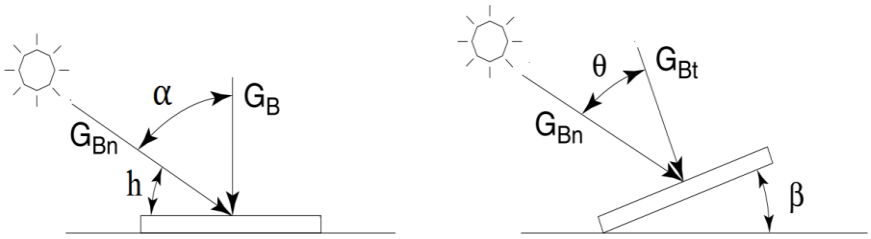
رابطه(۱۵)
$$G_{Bn} = G_{sc}\tau_b dr$$

در رابطه (۱۵)، G_{Bn} تابش مستقیم خورشید، τ_b ضریب عبور اتمسفری برای تابش مستقیم خورشید، dr فاصله نسبی بین زمین و خورشید و G_{sc} ثابت خورشیدی($1367\ \frac{w}{m^2}$) می‌باشند.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

۲-۲-۲-۱-۵-۱- تابش مستقیم خورشید بر سطح افقی و شیب‌دار

تابش مستقیم خورشید بر سطح افقی و سطح شیب‌دار به‌صورت شکل (۱) نشان داده شده است.



شکل ۱: تابش مستقیم خورشید بر سطح افقی و سطح شیب‌دار

با توجه به شکل (۱) تابش مستقیم خورشید بر سطح افقی و شیب‌دار به‌ترتیب با رابطه (۱۶) و (۱۷) محاسبه می‌شود.

رابطه(۱۶) $G_B = G_{Bn}\cos(\alpha)$

رابطه(۱۷) $G_{Bt} = G_{Bn}\cos(\theta)$

که در رابطه‌های فوق، G_{Bt} تابش مستقیم خورشید برای سطح شیب‌دار، G_B تابش مستقیم خورشید برای سطح افقی، G_{Bn} کل تابش مستقیم خورشید، θ زاویه فرود محلی و α زاویه زنیت خورشید می‌باشند [۲۱،۳۴ و ۳۵].

که با توجه به رابطه‌های فوق فاکتور تبدیل تابش مایل به مستقیم خورشید (R_b) با استفاده از رابطه (۱۸) و تابش مستقیم خورشید بر هر سطح با شرایط توپوگرافی دلخواه به‌ترتیب به‌صورت رابطه (۱۹) محاسبه می‌شود [۲۱، ۳۴ و ۳۵].

رابطه(۱۸) $R_b = \frac{G_{Bt}}{G_B} = \frac{\cos(\theta)}{\cos(\alpha)}$

رابطه(۱۹) $G_{Bt} = G_B R_b$

۲-۲-۲-۱-۷- تابش غیرمستقیم خورشید

برای محاسبه تابش غیرمستقیم خورشید از رابطه (۲۰) استفاده می‌شود [۲۱، ۳۴ و ۳۵].

رابطه(۲۰) $G_R = G_{sc}\tau_d dr$

در رابطه(۲۰)، G_R تابش غیرمستقیم خورشید، τ_d ضریب عبور اتمسفری برای تابش غیرمستقیم خورشید، dr فاصله نسبی بین زمین و خورشید و G_{sc} ثابت خورشیدی ($۱۳۶۷ \frac{w}{m^2}$) می‌باشند.

۲-۲-۲-۱-۷-۱- تابش غیرمستقیم خورشید بر سطح افقی و شیب‌دار

در حالت ایزوتروپیک برای محاسبه تابش غیرمستقیم خورشید بر سطح افقی و شیب‌دار به‌ترتیب از رابطه(۲۱)و (۲۲) استفاده می‌شود [۲۱، ۳۴ و ۳۵].

رابطه(۲۱) $G_D = \int_0^{\frac{\pi}{2}} G_R \cos(\alpha) d\alpha = 2G_R$

رابطه(۲۲) $G_{Dt} = \int_0^{\frac{\pi}{2}-\beta} G_R \cos(\alpha) d\alpha + \int_0^{\frac{\pi}{2}} G_R cos(\alpha) d\alpha = G_D\left(\frac{1+\cos(\beta)}{2}\right)$

که در رابطه‌های فوق، G_D تابش غیرمستقیم خورشید برای سطح افقی، G_{Dt} تابش مستقیم خورشید برای سطح شیب‌دار، G_R کل تابش غیرمستقیم خورشید، α زاویه زنیت خورشید و β شیب سطح می‌باشند.

برای حالت غیر ایزوتروپیک برای محاسبه تابش غیرمستقیم خورشید بر هر سطح دلخواه از رابطه (۲۳) و (۲۴) استفاده می‌شود [۲۱، ۳۴ و ۳۵].

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

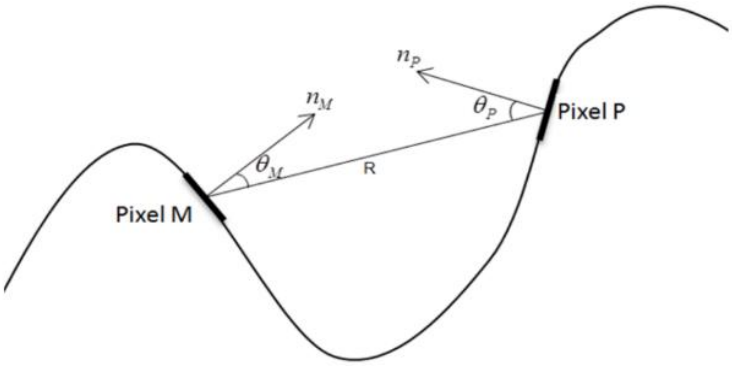
$$G_{Dt} = G_D\left(\frac{1+\cos(\beta)}{2}\right)\left[1+F'\sin\left(\frac{\beta}{2}\right)\right]\left[1+F'\cos(\beta)sin^3(\alpha)\right]$$ رابطه(۲۳)

$$F' = 1-\left(\frac{G_D}{G_B+G_D}\right)^2$$ رابطه(۲۴)

که در رابطه‌های فوق، G_{Dt} تابش مستقیم خورشید برای سطح شیب‌دار، G_B و G_D به ترتیب تابش مستقیم و غیرمستقیم خورشید برای سطح افقی، F' شاخص شفافیت، α زاویه زنیت خورشید و β شیب سطح می‌باشند.

۲-۲-۱-۸- تابش مستقیم و غیرمستقیم بازتاب شده از مناطق همسایه

تابش مستقیم و غیرمستقیم بازتاب شده از مناطق همسایه با توجه به شکل (۲) از رابطه (۲۵) محاسبه می‌شود [۳۶، ۳۷ و ۳۸].



شکل ۲: تابش مستقیم و غیرمستقیم بازتاب شده از مناطق همسایه

$$G_{Gt} = \sum_{i=1}^{N}\frac{\cos(T_M)\cos(T_P)ds_M ds_P}{R^2}(G_{DtP}+G_{BtP})$$ رابطه(۲۵)

در رابطه(۲۵)، G_{Gt} تابش مستقیم و غیرمستقیم بازتاب شده از مناطق همسایه، N تعداد پیکسل‌ها در نظر گرفته‌شده به‌عنوان همسایگی (معمولا شعاع ۱۰۰۰-۵۰۰ متری)، T_M و T_P زاویه بین نرمال بر سطح و راستای اتصال دو پیکسل همسایه، ds_M و ds_P مساحت دو پیکسل M و P، R فاصله افقی بین دو همسایه M و P، G_{DtP} تابش غیرمستقیم خورشید برای پیکسل P و G_{BtP} تابش مستقیم خورشید برای پیکسل P می‌باشند.

۲-۲-۱-۹-تصحیح توپوگرافی باندهای انعکاسی

برای تصحیح اثرات توپوگرافی و سایه بر مقادیر باندهای انعکاسی، از روش توسعه‌یافته تصحیح کسینوسی ارائه شده در برخی پژوهش‌ها استفاده شده است[۳۹ و ۴۰].

۲-۲-۱-۱۰- مدل کولبو بهبود یافته

برای مدل‌سازی اثر توپوگرافی و انرژی رسیده بر دمای سطح دو رویکرد اصلی وجود دارد. رویکرد اول در نظر گرفتن اثر انرژی رسیده به‌صورت آنی در لحظه ثبت دمای سطح توسط سنجنده بر دمای سطح می‌باشد. رویکرد دوم در نظر گرفتن توام انرژی رسیده به صورت آنی و اثر انرژی رسیده در زمان‌های قبل‌تر بر دمای سطح می‌باشد. این پژوهش بر اساس رویکرد دوم اثر انرژی خورشید و توپوگرافی را بر دمای سطح مدل‌سازی میکند. برای مدل‌سازی انرژی رسیده به سطح موثر بر دمای سطح مدل بهبود یافته کولبو ارائه شده است. کولبو و همکاران در سال ۲۰۰۷ مدلی پیشنهاد دادند که میزان

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

اثر خورشید در گرم کردن زمین را به صورت تجمعی گسسته از ساعت طلوع خورشید به صورت رابطه(۲۶) محاسبه می‌کند.

$$Rg = S_0 \sum_t \left(M(\alpha_t) cos(\theta_t) D_t \right) dt \quad \text{رابطه(۲۶)}$$

در این رابطه، *Rg* کل انرژی ورودی خورشید در طول زمان، S_0 ثابت انرژی خورشیدی، $M(\alpha_t)$ ضریب عبور اتمسفری وابسته به زاویه زنیتی خورشید در زمان t، α زاویه زنیتی خورشید، θ زاویه فرود محلی طول موج خورشید بر سطح، D_t فاکتور تاخیر و dt فاصله زمانی محاسبه انرژی خورشید می‌باشد که در مدل کولبو ۱ ساعت در نظر گرفته می‌شود. در مدل کولبو میزان اثر خورشید در گرم کردن زمین به‌صورت تجمعی گسسته محاسبه می‌شود. در صورتی‌که سطح زمین از لحظه طلوع تا غروب به‌صورت پیوسته از طرف خورشید انرژی دریافت می‌کند. به همین دلیل در مدل ارائه شده در این پژوهش میزان اثر خورشید در گرم کردن زمین به‌صورت تجمعی پیوسته محاسبه می‌شود. همچنین در مدل کولبو فقط تابش مستقیم خورشید درنظر گرفته شده است ولی سطح زمین در هر لحظه تابش مستقیم و غیرمستقیم خورشید و تابش مستقیم و غیرمستقیم بازتاب شده از مناطق همسایه را دریافت می‌کند. در مدل کولبو بهبود یافته برای سطح هر سه منبع انرژی در نظر گرفته می‌شود. میزان اثر خورشید در گرم کردن زمین به صورت تجمعی پیوسته از ساعت طلوع خورشید با استفاده از رابطه کولبو بهبودیافته به صورت رابطه(۲۷) محاسبه می‌شود.

$$Rg = S_0 \int_{t_1=sunrise}^{t_2} \left(\left(G_{Bt} + G_{Dt} + G_{Gt} \right) \right)_t D_t) dt \quad \text{رابطه(۲۷)}$$

که در این رابطه، *Rg* کل انرژی ورودی خورشید به صورت تجمعی پیوسته از زمان طلوع خورشید، S_0 ثابت انرژی خورشیدی، *Sunrise* زمان طلوع خورشید، t_2 زمان تصویر حرارتی، G_{Bt} تابش مستقیم خورشید، G_{Dt} تابش غیرمستقیم خورشید، G_{Gt} تابش مستقیم و غیرمستقیم بازتاب شده از مناطق همسایه و D_t فاکتور تاخیر [۱۹] مدل کولبو می‌باشد.

۲-۲-۲-۱-۱۱- زمان طلوع خورشید

زمان طلوع و غروب خورشید برای منطقه مسطح ساده و برای کل منطقه اگر پارامتر عرض جغرافیایی تغییر چندانی نداشته باشد یکسان و تابعی از زاویه زنیتی است. ولی برای منطقه با تغییرات زیاد پارامترهای توپوگرافی زاویه طلوع و غروب خورشید باید در سطح پیکسل محاسبه شود در این حالت زاویه طلوع و غروب خورشید تابعی از زاویه فرود محلی تابش خورشید می‌باشد. در لحظه طلوع و غروب خورشید کسینوس زاویه فرود محلی تابش خورشید برابر صفر خواهد شد. برای محاسبه زاویه طلوع و غروب خورشید برای منطقه کوهستانی از رابطه (۲۸) تا (۳۱) استفاده می‌شود [۴۱].

$$\sin(\text{sunrise, sunset}) = \frac{ac \pm b\sqrt{b^2 + c^2 - a^2}}{b^2 + c^2} \quad \text{رابطه(۲۸)}$$

$$a = \sin(\delta) cos(\varphi) sin(\beta) cos(\gamma) - sin(\delta) sin(\varphi) cos(\beta) \quad \text{رابطه(۲۹)}$$

$$b = \cos(\delta) cos(\varphi) cos(\beta) + cos(\delta) sin(\varphi) cos(\beta) cos(\gamma) \quad \text{رابطه(۳۰)}$$

$$c = \cos(\delta) sin(\beta) sin(\gamma) \quad \text{رابطه(۳۱)}$$

که در روابط فوق، *sunrise* و *sunset* زاویه طلوع و غروب خورشید برای هر پیکسل، δ میزان انحراف زمین، φ عرض جغرافیایی و w زاویه ساعتی، β بیانگر شیب و γ زاویه آزیموت پیکسل همگی بر حسب رادیان می‌باشند.

۲-۲-۲-۲- مدل‌سازی اثر *ELR* بر دمای سطح

اثر *ELR* بیانگر این است که در یک تروپسفر، زمان و موقعیت ثابت، افزایش ارتفاع از سطح آب‌های آزاد سبب کاهش فشار هوا می‌شود؛ این عمل به‌صورت بی‌درو انجام

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

می‌شود در نتیجه انرژی داخلی هوا کاهش یافته و دمای هوا پایین می‌آید. این اثر بیشتر در شب مشهود است و در روز به‌دلیل وجود اثرات خورشید و توپوگرافی تحت تاثیر این پارامترها قرار می‌گیرد . مقدار این پارامتر باید با توجه به موقعیت زمانی و منطقه مورد مطالعه تعیین شود. به همین دلیل برای مدل‌سازی این اثر از *DEM* منطقه مورد مطالعه در مدل پیشنهادی استفاده می‌شود.

۲-۲-۲-۳- خصوصیات بیوفیزیکی

در ادامه خصوصیات بیوفیزیکی تشریح شده است.

۲-۲-۲-۳-۱- پارامترهای انتقال تسلدکپ[1]

پارامترهای *TCT* با یک ترکیب خطی از باندهای تصاویر و ماتریس ضرایب اختصاصی اطلاعات مفید و موثری از خصوصیات بیوفیزیکی سطح را از تصاویر اولیه استخراج می‌کنند. اطلاعات مربوط به روشنایی، سبزینگی و رطوبت سه جز اصلی اطلاعات استخراج شده از پارامترهای *TCT* می‌باشند. اطلاعات روشنایی به نوعی درصد سطوح نفوذناپذیر شامل اراضی بایر و ساخته شده، اطلاعات سبزینگی مربوط به درصد پوشش گیاهی و اطلاعات رطوبت شامل خصوصیات عوارض مرتبط با آب، رطوبت خاک، گیاه و اراضی ساخته شده را نشان می‌دهند[۴۲و۴۳]. ماتریس ضرایب اختصاصی برای سنجنده‌های تصویربرداری مختلف متفاوت هستند که با تجزیه و تحلیل‌های آماری و تجربی به صورت مجزا برای سنجنده‌های مختلف محاسبه می‌شوند. ضرایب مربوط به *TCT* برای تصاویر لندست ۸ به‌صورت جدول (۲) نشان داده شده است [۴۲].

جدول ۲: ضرایب مربوط به *TCT* برای تصاویر لندست ۸

پارامترها	باند ۲	باند ۳	باند ۴	باند ۵	باند ۶	باند ۷
روشنایی	۰٫۳۰۲۹	۰٫۲۷۸۶	۰٫۴۷۳۳	۰٫۵۵۹۹	۰٫۵۰۸	۰٫۱۸۷۲
سبزینگی	-۰٫۲۹۴۱	-۰٫۲۴۳	-۰٫۵۴۲۴	۰٫۷۲۷۶	۰٫۰۷۱۳	-۰٫۱۶۰۸
رطوبت	۰٫۱۱۱۵	۰٫۱۹۷۳	۰٫۳۲۸۳	۰٫۳۴۰۷	-۰٫۷۱۱۷	-۰٫۴۵۵۹
مولفه چهارم	-۰٫۸۲۳۹	-۰٫۰۸۴۹	۰٫۱۰۵۶	۰٫۱۸۵۵	-۰٫۴۳۴۹	۰٫۸۰۸۵
مولفه پنجم	-۰٫۳۲۹۴	۰٫۰۵۵۷	۰٫۴۱۱۹	۰٫۰۵۷۵	-۰٫۰۲۵۹	۰٫۰۲۵۲

برای محاسبه خصوصیات بیوفیزیکی سطح از باندهای انعکاسی تصحیح شده با استفاده از روش توسعه یافته تصحیح کسینوسی استفاده خواهد شد.

۲-۲-۲-۳-۲- آلبیدو سطح

برای محاسبه آلبیدوی سطح از ترکیب خطی بر اساس باندهای انعکاسی استفاده می‌شود. ضرایب مربوط به هر یک از باندهای انعکاسی تصاویر لندست ۸ برای محاسبه آلبیدو با توجه به [۳۹ و ۴۰] در نظر گرفته شده است.

۲-۲-۳- محاسبه دمای سطح

برای محاسبه دمای سطح از اطلاعات باند حرارتی سنجنده *TIRS* استفاده می‌شود. ابتدا مقدار رقومی هر پیکسل به کمک مقادیر کالیبراسیون داده شده به انرژی طیفی ثبت شده در سنجنده تبدیل می‌شود [۴۴]. برای تبدیل مقدار رقومی هر پیکسل در تصاویر خام به انرژی طیفی ثبت شده در سنجنده برای تصاویر لندست ۸ از رابطه (۳۲) استفاده می‌شود.

$$L_\lambda = ML * Q_{cal} + AL \qquad \text{رابطه(۳۲)}$$

[1] *Tasseled Cap Transformatio(TCT)*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

در این رابطه، $L\lambda$ انرژی طیفی ثبت شده در سنجنده بر حسب $W/(m^2.sr.\mu m)$، ML ضریب تبدیل ضربی، Q_{cal} ارزش پیکسل (DN) تصویر خام حرارتی، A_L ضریب تبدیل جمعی می‌باشد.

دمای درخشندگی ثبت شده در سنجنده با استفاده از رابطه (۳۳) محاسبه می‌شود [۴۴].

$$BT = \frac{K_2}{Ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda}+1\right)} \quad \text{رابطه(۳۳)}$$

در این رابطه، BT دمای درخشندگی ثبت شده در سنجنده بر حسب کلوین (K)، $L\lambda$ انرژی طیفی ثبت شده در سنجنده بر حسب $W/(m^2.sr.\mu m)$، K_1 ضریب ثابت کالیبراسیون اول برحسب $W/(m^2.sr.\mu m)$، K_2 ضریب ثابت کالیبراسیون دوم بر حسب کلوین می‌باشند.
توان تشعشعی یکی از خواص مهم پدیده و مواد است. این پارامتر بیانگر، توانایی ساطع کردن انرژی یک جسم واقعی نسبت به جسم سیاه در دمای یکسان است. برای محاسبه دمای سطح زمین باید توان تشعشعی سطح محاسبه شود. برای این منظور از روش جیمز و سوبرینو استفاده شده است. در این روش توان تشعشعی سطح زمین با استفاده آستانه‌گذاری بر $NDVI$ و کسر پوشش گیاهی به دست می‌آید. شاخص $NDVI$ از رابطه (۳۴) به‌دست می‌آید [۴۵ و ۴۶].

$$NDVI=\frac{\rho_{NIR}-\rho_{Red}}{\rho_{NIR}+\rho_{Red}} \quad \text{رابطه(۳۴)}$$

ρ_{NIR} و ρ_{Red} به ترتیب بازتاب زمینی تصحیح شده باندهای مادون قرمز نزدیک و قرمز می‌باشد. مقادیر این شاخص بین ۱- و ۱+ می‌باشد. کسر پوشش گیاهی با استفاده از رابطه (۳۵) محاسبه می‌شود [۴۵ و ۴۶].

$$FVC=\left(\frac{(NDVI-NDVI_s)}{(NDVI_v-NDVI_s)}\right)^2 \quad \text{رابطه(۳۵)}$$

در این رابطه، $NDVI_v$ مربوط به پوشش گیاهی متراکم و $NDVI_s$ مربوط به خاک خشک است. با به‌دست آوردن کسر پوشش گیاهی، ضریب گسیلندگی برای باند ۱۰ لندست ۸ از رابطه (۳۶) استفاده می‌شود [۴۵ و ۴۶].

$$\begin{aligned} &IF\ FVC=0 \quad Then \quad LSE=0.979-0.046\rho_{Red} \\ &IF\ 0<FVC\le 1 \quad Then \quad LSE=0.971(1-FVC)+0.987FVC \\ &IF\ NDVI<0 \quad Then \quad LSE=0.991 \end{aligned} \quad \text{رابطه(۳۶)}$$

در رابطه (۳۶)، ρ_{Red} بازتاب زمینی تصحیح شده باند قرمز و FVC کسر پوشش گیاهی می‌باشد. برای محاسبه دمای سطح منطقه از الگوریتم محاسبه دمای سطح تک‌کاناله استفاده شده است. این الگوریتم در مطالعات متعددی استفاده شده است [۴۵، ۴۶، ۴۷، ۴۸ و ۴۹]. رابطه کلی برای محاسبه دمای سطح با استفاده از این الگوریتم به‌صورت رابطه (۳۷) می‌باشد؛ که در آن LST دمای سطح، L_{sen} میزان انرژی ثبت‌شده در سنجنده برای باند حرارتی، ε میزان ضریب گسیلندگی مربوط به طول موج باند حرارتی مورد استفاده، γ و δ دو پارامتر وابسته به تابع پلانک هستند که به‌صورت رابطه (۳۸) و (۳۹) محاسبه می‌شود [۴۵ و ۴۶]. همچنین ψ_1، ψ_2 و ψ_3 توابع اتمسفری هستند که برای لندست۸ برطبق رابطه(۴۰) محاسبه می‌شود [۴۵ و ۴۶].

$$LST=\gamma\left[\frac{1}{\varepsilon}(\psi_1 L_{sen}+\psi_2)+\psi_3\right]+\delta \quad \text{رابطه(۳۷)}$$

$$\gamma=\frac{T_{sen}^{\ 2}}{b_\lambda L_{sen}} \quad \text{رابطه(۳۸)}$$

$$\delta=-\gamma\times L_{sen}+T_{sen} \quad \text{رابطه(۳۹)}$$

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

رابطه(۴۰)
$$\begin{cases}\psi_1 = 0.04019W^2 + 0.02916W + 1.01523\\ \psi_2 = -0.38333W^2 - 1.50294W - 0.20324\\ \psi_3 = 0.00918W^2 + 1.36072W - 0.27514\end{cases}$$

در این رابطه‌ها، T_{sen} دمای درخشندگی ثبت‌شده در سنجنده، L_{sen} میزان انرژی ثبت‌شده در سنجنده برای باند حرارتی ۱۰، b_λ ضریب ثابتی است که برای باند ۱۰ لندست ۸ برابر با ۱۳۲۴ درجه کلوین درنظر گرفته می‌شود. W میزان بخار آب موجود در اتمسفر که بااستفاده از محصول بخار آب مودیس برای تاریخ موردنظر بدست می‌آید. در نهایت برای هم مقیاس کردن همه پارامترهای محیطی بدست آمده از روابط قبلی با استفاده مقادیر بیشینه و کمینه هر پارامتر بین صفر تا یک استانداردسازی خواهند شد.

۲-۲-۴- مدل پیشنهادی برای نرمال‌سازی دمای سطح

برای نرمال‌سازی دمای سطح از عوامل محیطی، مدل نشان داده شده در رابطه (۴۱) ارائه شده است.

رابطه(۴۱)
$$\begin{aligned}LST_{correct} &= LST - (\overline{LST} + a_1\left(Rg - \overline{Rg}\right) +\\ &a_2\left(Albedo - \overline{Albedo}\right) + a_3\left(DEM - \overline{DEM}\right)\\ &+a_4\left(FVC - \overline{FVC}\right) + a_5\left(Brigtness - \overline{Brigtness}\right)\\ &+a_6\left(Wetness - \overline{Wetness}\right) + a_7\left(Greenness - \overline{Greenness}\right)\\ &+a_8\left(Fourth - \overline{Fourth}\right) + a_9\left(Fifth - \overline{Fifth}\right)\end{aligned}$$

به منظور محاسبه ضرایب با شرط مینیمم کردن واریانس تصویر دمای سطح تصحیح شده بهتر است همه ضرایب با هم حل شوند و در واقع یک مسئله بهینه‌سازی چند معیاره بوده که با روش سرشکنی کمترین مربعات می‌توان ضرایب را محاسبه کرد . با استفاده از این روش بکارگیری پارامترهای وابسته در مدل امکان‌پذیر می‌باشد. ولی بدلیل تاثیر منفی شرایط هم خطی شدید بین پارامترهای مستقل بر مقادیر بدست آمده ضرایب مجهول ابتدا وابستگی بین پارامترهای محیطی ورودی بررسی و پارامترهای که با یکدیگر همبستگی شدید داشته باشند از مدل حذف خواهند شد. در این حالت به ازای هر پیکسل، یک معادله نوشته می‌شود و با استفاده از روش سرشکنی کمترین مربعات ضرایب مجهول بدست خواهند آمد. روابط (۴۲)، (۴۳) و (۴۴) فرم سرشکنی کمترین مربعات را نشان می‌دهد.

رابطه(۴۲)
$$B = LST = A.X \rightarrow (B - A.X) \rightarrow \min = \text{Least Square Adjustment}$$

رابطه(۴۳)
$$A = \begin{bmatrix} 1 & Rg_{1,1} & Albedo_{1,1} & DEM_{1,1} & FVC_{1,1} & Brigtness_{1,1} & Wetness_{1,1} & Greenness_{1,1} & Fourth_{1,1} & Fifth_{1,1}\\ & .... & & .... & & .... & & .... & & \\ & .... & & .... & & .... & & .... & & \\ 1 & Rg_{i,j} & Albedo_{i,j} & DEM_{i,j} & FVC_{i,j} & Brigtness_{i,j} & Wetness_{i,j} & Greenness_{i,j} & Fourth_{i,j} & Fifth_{i,j}\\ 1 & Rg_{n,m} & Albedo_{n,m} & DEM_{n,m} & FVC_{n,m} & Brigtness_{n,m} & Wetness_{n,m} & Greenness_{n,m} & Fourth_{n,m} & Fifth_{n,m}\end{bmatrix}$$

رابطه(۴۴)
$$X = \begin{bmatrix} a_0 & a_1 & a_2 & a_3 & a_4 & a_5 & a_6 & a_7 & a_8 & a_9\end{bmatrix}^t$$

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

در نهایت با محاسبه ضرایب و قرارگیری در رابطه (۴۱) مقادیر دمای سطح تصحیح شده نسبت به عوامل محیطی حاصل می‌شود.

۲-۲-۵- شاخص‌های ارزیابی دقت مدل

دقت و کارایی خروجی نهایی مدل نرمال‌سازی دمای سطح به دقت و اعتمادپذیری نوع داده‌های انتخابی و مرحله جمع آوری داده‌ها، جامعیت و کامل بودن پارامترهای درنظر گرفته شده، مرحله پیش‌پردازش شامل تصحیح رادیومتریکی و هندسی، مرحله پردازش شامل انتخاب مدل‌های مورد نظر برای استخراج پارامترهای مختلف از داده‌های اولیه و کیفیت انجام مراحل مختلف پردازش و تعیین و بکارگیری پارامترهای جانبی وابسته می‌باشد. در پژوهش حاضر از معیارهای ضریب همبستگی و خطای مجذور میانگین مربعات[1] (*RMSE*) برای ارزیابی دمای سطح مدل‌شده و معیار واریانس جهت ارزیابی دمای سطح نرمال‌شده در محدوده مورد نظر استفاده شد. در ادامه هر یک از این شاخص‌ها به صورت مختصر توضیح داده شده‌اند.

۲-۲-۵-۱- معیار ضریب همبستگی

این شاخص میزان همبستگی بین مقادیر دمای سطح مشاهده شده و دمای سطح مدل‌شده را محاسبه می‌کند و در واقع نزدیکی دو تصویر را مورد بررسی قرار می‌دهد. هر چه ضریب همبستگی به یک نزدیک‌تر باشد، بیانگر شباهت بیشتر دمای سطح مشاهده شده و دمای سطح مدل‌شده و در نتیجه اعوجاج دمای سطح مدل‌شده از مشاهده شده کمتر می‌باشد. این شاخص با استفاده از رابطه (۴۵) می‌باشد.

رابطه(۴۵)

$$R=\frac{2\sum_{i,j=1,1}^{i,j=m,n}\left(LST_{i,j}-\overline{LST}\right)\left(LST_model_{i,j}-\overline{LST_model}\right)}{\sqrt{\sum_{i,j=1,1}^{i,j=m,n}\left(LST_{i,j}-\overline{LST}\right)^2\sum_{i,j=1,1}^{i,j=m,n}\left(LST_model_{i,j}-\overline{LST_model}\right)^2}}$$

که در رابطه (۴۵)، LST و LST_model به ترتیب دمای سطح مشاهده شده و دمای سطح مدل‌شده، $\overline{LST}$ و $\overline{LST_model}$ به ترتیب میانگین دمای سطح مشاهده شده و دمای سطح مدل‌شده و m و n به ترتیب تعداد سطر و ستون تصویر می‌باشند.

۲-۲-۵-۲- معیار مجذور میانگین اختلاف مربعات

RMSE، خطای مجذور میانگین مربعات بین دمای سطح مشاهده شده و دمای سطح مدل‌شده را نشان می‌دهد و مقدار ایده‌آل آن صفر می‌باشد. این معیار به صورت رابطه(۴۶) محاسبه می‌شود.

رابطه(۴۶)

$$RMSE=\sqrt{\frac{1}{m\times n}\sum_{i,j=1,1}^{i,j=m,n}\left(LST_{i,j}-LST_model_{i,j}\right)^2}$$

در این رابطه، *LST* و LST_model به ترتیب دمای سطح مشاهده شده و دمای سطح مدل‌شده و m و n به ترتیب تعداد سطر و ستون تصویر می‌باشند.

۲-۲-۵-۳- واریانس دمای سطح نرمال‌شده

واریانس معیاری است که چگونگی توزیع مقادیر یک متغیر را نسبت به میانگین متغیر نشان می‌دهد. یک مدل ایده‌ال برای نرمال‌سازی دمای سطح از پارامترهای محیطی در مناطق فاقد منابع زمین گرمایی، مدلی است که میانگین و واریانس مقادیر دمای سطح نرمال‌شده حاصل از آن صفر باشند. مقدار واریانس برای ارزیابی کارایی مدل برای نرمال‌سازی دمای سطح با استفاده از رابطه(۴۷) محاسبه می‌شود. در این رابطه،

[1] *Root Mean Square Error (RMSE)*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

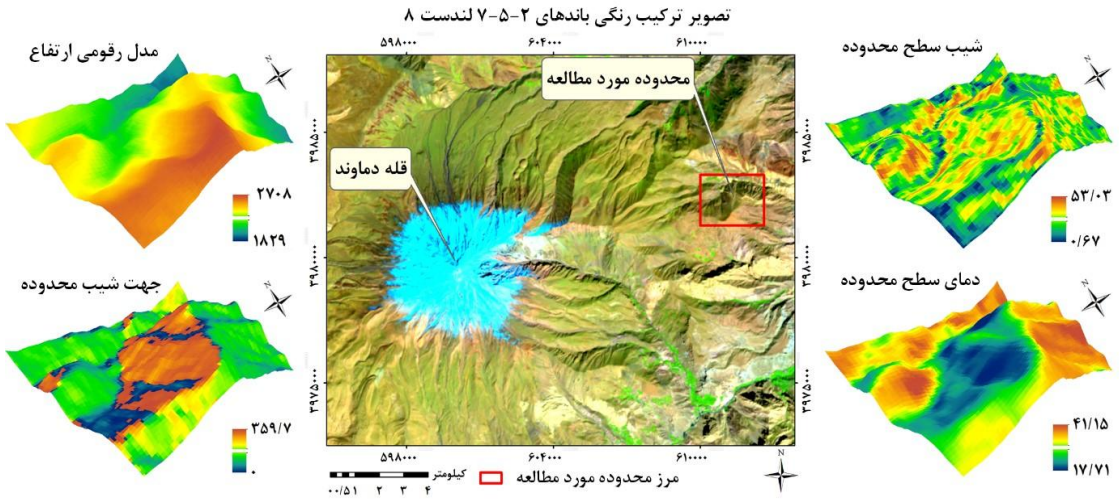
$\sigma^2_{LST_Correct}$ واریانس مقادیر دمای سطح نرمال‌شده، $LST_Correct$ مقادیر دمای نرمال‌شده، $\overline{LST_Correct}$ میانگین مقادیر دمای نرمال‌شده و m و n به ترتیب تعداد سطر و ستون تصویر می‌باشند.

رابطه(۴۷)

$$\sigma^2_{LST_Correct} = \frac{1}{m \times n} \sum_{i,j=1,1}^{i,j=m,n} \left(LST_Correct_{i,j} - \overline{LST_Correct_{i,j}} \right)^2$$

۳- محدوده‌ی مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه اول، شامل محدوده‌ای به مساحت ۵٫۲۴ کیلومترمربع در عرض ۳۹۸۱۲۸۶، ۳۹۸۳۲۹۳ متر شمالی و طول ۶۱۰۰۰۹، ۶۱۲۶۱۴ متر شرقی ناحیه ۳۹*N* سیستم تصویر *UTM* در رشته‌کوه البرز و کوه دماوند واقع شده است. محدوده مورد مطالعه به‌دلیل موقعیت جغرافیایی خاص، دارای شرایط توپوگرافی و بیوفیزیکی ناهمگن می‌باشد، به‌طوری‌که با وجود وسعت پایین محدوده مورد مطالعه، ارتفاع از ۱۸۲۹ تا ۲۷۰۸ متر، شیب از ۰٫۶۷ تا ۵۳٫۵ درجه و جهت شیب از ۰ تا ۳۵۹٫۷ درجه متغیر است. توزیع ناهمگن مقادیر پارامترهای محیطی در این محدوده سبب شده که بین بیشینه و کمینه دمای سطح، ۲۴ درجه سانتی‌گراد اختلاف وجود داشته باشد. این منطقه برای پیاده‌سازی مدل پیشنهادی و ارزیابی کارایی مدل ارائه شده با پارامترهای آماری استفاده شده است. موقعیت جغرافیایی و مدل‌های سه بعدی ارتفاع، شیب، جهت شیب و دمای سطح محدوده مورد مطالعه اول به‌صورت شکل (۳) نشان داده شده است.

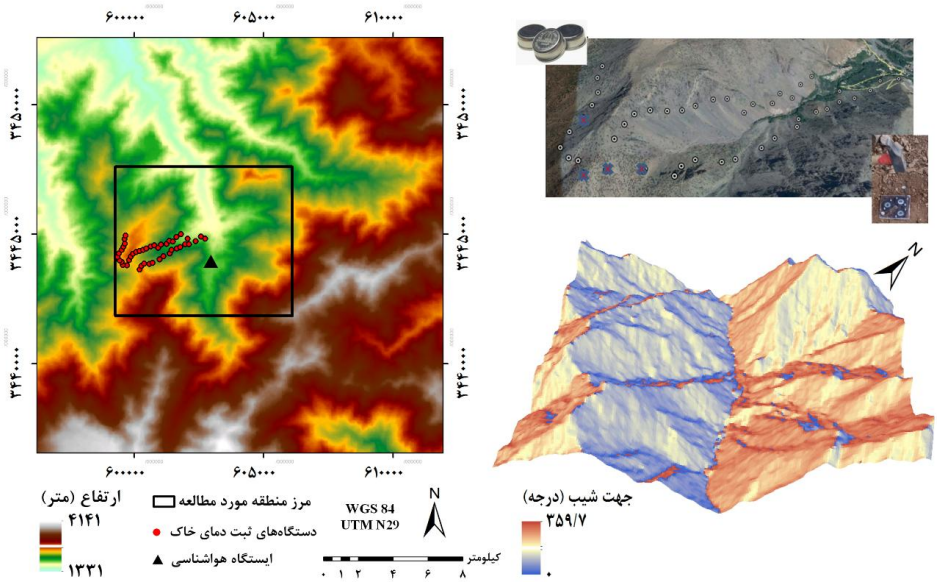


شکل ۳: موقعیت جغرافیایی و مدل‌های سه بعدی ارتفاع، شیب، جهت شیب و دمای سطح محدوده مورد مطالعه اول

منطقه‌ی دوم، شامل محدوده‌ای به مساحت ۴۷٫۷۲ کیلومترمربع در عرض ۳۴۴۱۸۵۴، ۳۶۴۷۴۳۱ متر شمالی و طول ۵۹۹۲۹۶، ۶۰۶۰۹۲ متر شرقی ناحیه ۲۹*N* سیستم *UTM* در کشور مراکش واقع شده است. محدوده مورد مطالعه به‌دلیل موقعیت جغرافیایی، دارای شرایط توپوگرافی و بیوفیزیکی ناهمگن می‌باشد. با توجه به در دسترس بودن داده‌های دمای خاک ثبت شده توسط دستگاه‌های مخصوص در لحظه گذر ماهواره، از این منطقه برای ارزیابی کارایی مدل به دلیل دسترسی به داده‌های زمینی استفاده شده است. موقعیت

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

جغرافیایی منطقه دوم به‌صورت شکل (۴) نشان داده شده است.



شکل ۴: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه دوم و دستگاه‌های ثبت دمای خاک

۴- نتایج و بحث

لازم به ذکر است که مدل پیشنهادی برای مدل‌سازی و نرمال‌سازی دمای سطح برای منطقه مورد مطالعه اول و دوم پیاده سازی شده است. نتایج مربوط به منطقه مورد مطالعه اول به صورت کامل در مقاله قرار گرفته و در راستای این نتایج عملکرد مدل بحث شده است. به دلیل محدودیت حجم مقاله فقط نتایج نهایی و نتایج ارزیابی کارایی مدل پیشنهادی با استفاده از داده‌های واقعی مربوط به منطقه مورد مطالعه دوم در انتهایی مقاله قرار گرفته است.

۴-۱- دمای سطح و پارامترهای محیطی

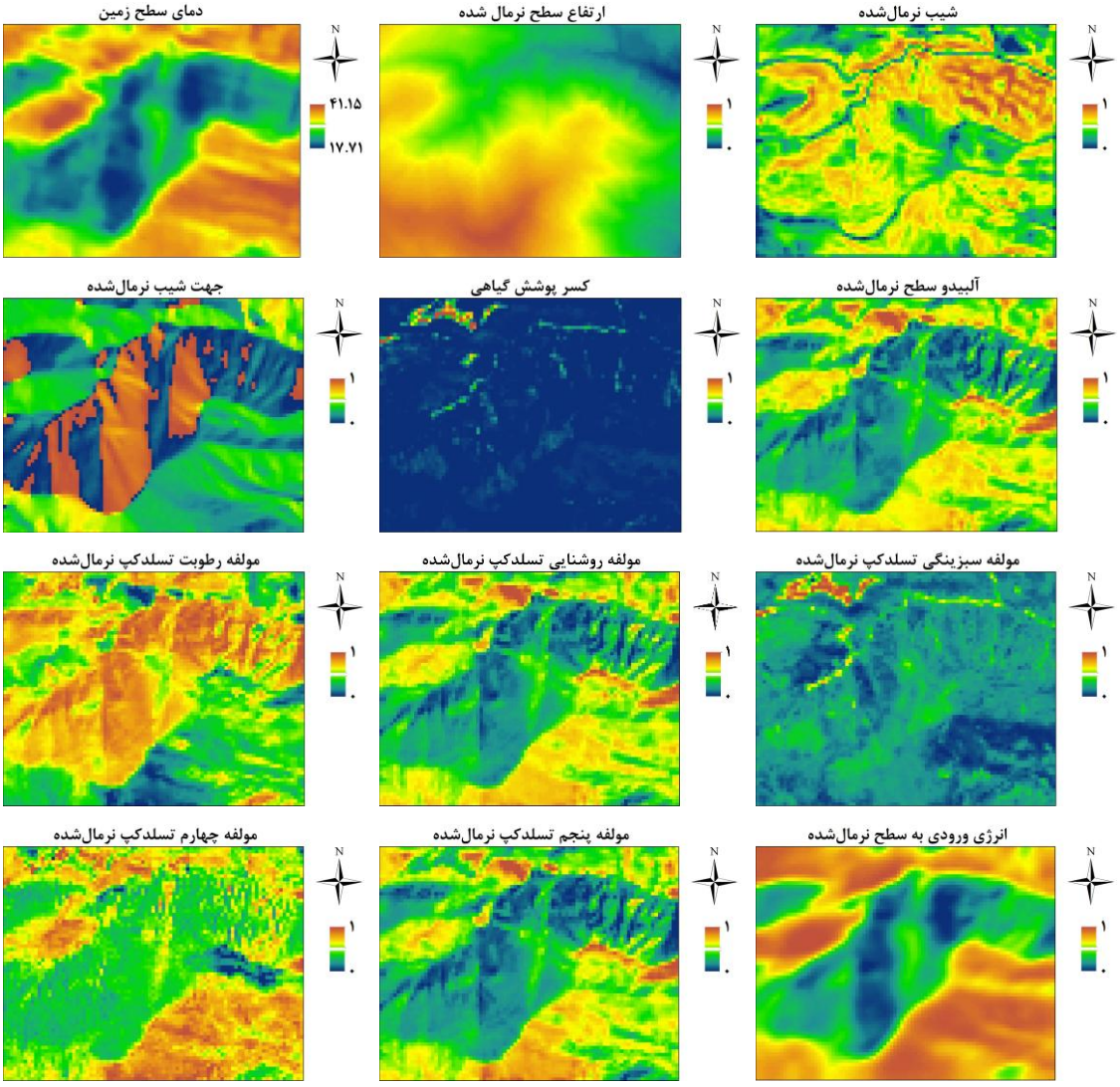
پس از مرحله پیش‌پردازش، پارامترهای محیطی از جمله عوامل توپوگرافی، انرژی رسیده به سطح، آلبیدو و خصوصیات بیوفیزیکی سطح شامل مولفه‌های روشنایی، رطوبت، سبزینگی، چهارم و پنجم تسلدکپ با توجه به مراحل ذکر شده در بخش روش پژوهش استخراج شده‌اند. همچنین LST منطقه مورد مطالعه با استفاده از الگوریتم تک کاناله محاسبه شده است. نقشه‌های پارامترهای محیطی و LST به‌صورت شکل (۵) نشان داده شده است.

برای بررسی همبستگی بین پارامترهای محیطی ضریب همبستگی بین هر یک از پارامترها بررسی شده و نتایج آن به صورت جدول (۳) نشان داده شده است. بررسی نتایج جدول (۳)، نشان می‌دهد که برای منطقه مورد مطالعه اول پارامترهای محیطی آلبیدو، روشنایی و مولفه پنجم دارای همبستگی بسیار بالایی می‌باشند. باتوجه به این که ضریب همبستگی بین آلبیدو و LST به نسبت دو پارامتر دیگر بالاتر می‌باشد از این پارامتر به عنوان برآیند سه پارامتر در مدل استفاده خواهد شد. همچنین پارامتر محیطی کسر پوشش گیاهی و سبزینگی نیز دارای همبستگی شدیدی می‌باشند. باتوجه به ارتباط قوی‌تر بین دمای سطح و مولفه سبزینگی از این پارامتر به عنوان برایند دو پارامتر در مدل نرمال‌سازی دمای سطح استفاده خواهد شد.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

۴-۲- آنالیز حساسیت تاثیرگذاری پارامترهای محیطی مختلف بر دمای سطح

پارامترهای محیطی مختلف با توجه به شرایط منطقه تاثیر متفاوتی بر دمای سطح می‌گذارند. برای بررسی میزان تاثیرگذاری هر یک از پارامترهای محیطی مدنظر در این مقاله، بر دمای سطح دمای سطح مدل‌شده با هریک از پارامترها به‌صورت مجزا به‌روش سرشکنی کمترین مربعات محاسبه شده و ارتباط بین دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح مشاهده شده بررسی شده است. نقشه‌های دمای سطح مدل‌شده و نمودار فضای ویژگی بین دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح مشاهده شده برای هر یک از پارامترهای محیطی به صورت شکل (۶) نشان داده شده است.



شکل ۵: نقشه‌های دمای سطح زمین (سانتی‌گراد) و پارامترهای محیطی نرمال‌شده

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

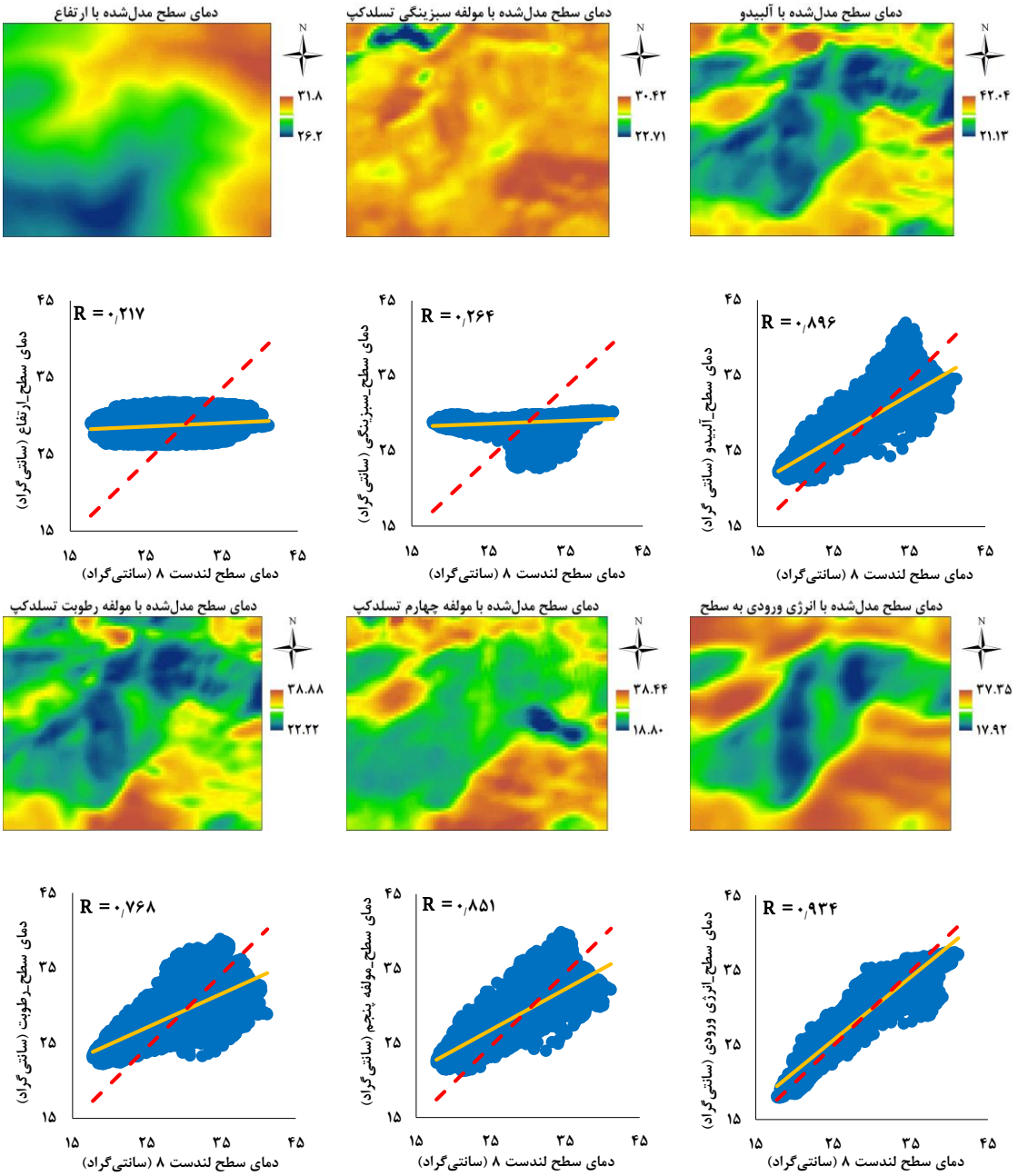
جدول ۳: ضریب همبستگی بین هر یک از پارامترهای محیطی

پارامترها	تابش ورودی	آلبیدو	*NDVI*	ارتفاع	روشنایی	سبزینگی	رطوبت	چهارم	پنجم	دما
تابش ورودی	۱	۰٫۳۷	-۰٫۲۸	-۰٫۱۴	۰٫۳۱	-۰٫۲۳	-۰٫۵۶	۰٫۳۶	۰٫۳۰	۰٫۸۵
آلبیدو		۱	-۰٫۴۳	۰٫۰۰	۰٫۹۸	-۰٫۲۴	-۰٫۷۳	۰٫۶۳	۰٫۹۷	۰٫۷۹
NDVI			۱	۰٫۰۰	-۰٫۳۵	۰٫۹۴	۰٫۳۶	-۰٫۷۳	-۰٫۴۰	-۰٫۱۸
ارتفاع				۱	۰٫۰۶	۰٫۰۰	-۰٫۱۹	-۰٫۱۵	۰٫۱۰	-۰٫۱۶
روشنایی					۱	-۰٫۱۶	-۰٫۷۱	۰٫۶۲	۰٫۹۸	۰٫۷۸
سبزینگی						۱	۰٫۲۳	-۰٫۲۴	-۰٫۲۲	-۰٫۲۰
رطوبت							۱	-۰٫۶۱	-۰٫۶۸	-۰٫۶۹
چهارم								۱	۰٫۶۴	۰٫۶۴
پنجم									۱	۰٫۷۷
دما										۱

نتایج نشان داده شده در شکل (۶) بیانگر این است که در منطقه مورد مطالعه پارامترهای مختلف نقش متفاوتی در نحوه توزیع دمای سطح دارند. با توجه به ضرایب همبستگی بدست آمده برای هر ارتباط، پارامترهای انرژی ورودی به سطح، آلبیدو، رطوبت و مولفه‌های چهارم تاثیر زیاد و پارامترهای ارتفاع و سبزینگی تاثیر کمتری بر مقدار و توزیع دمای سطح منطقه مورد مطالعه دارند. در بین این پارامترها انرژی ورودی به سطح با ضریب همبستگی ۰٫۹۳ بالاترین و ارتفاع با ضریب همبستگی ۰٫۲۱ پایین‌ترین تاثیرگذاری را دارند. به‌دلیل این‌که نرخ افت محیطی دما ناشی از افزایش ارتفاع بیشتر در شب اتفاق می‌افتد، در روز پارامتر ارتفاع به نسبت دیگر پارامترهای محیطی اثر کمتری بر مقدار و توزیع دمای سطح می‌گذارد [۳۰]. همچنین دلیل اصلی تاثیرگذاری پایین پارامتر پوشش گیاهی بر دمای سطح به توزیع یکنواخت و تراکم نسبتا پایین پوشش گیاهی و فضای سبز منطقه مورد مطالعه برمی‌گردد. تغییرات بالای پارامترهای توپوگرافی از جمله ارتفاع، شیب و جهت شیب در کنار پوشش گیاهی فقیر منطقه سبب شده است که انرژی ورودی به سطح، بالاترین تاثیر را بر دمای سطح منطقه داشته باشد. در ادامه معیار *RMSE* بین مقادیر دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح لندست ۸ برای هر یک از پارامترهای محیطی محاسبه شده است و نتایج آن به‌صورت شکل (۷) نشان داده شده است. باتوجه به شکل (۷)، مقدار پارامتر *RMSE* بین دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح لندست ۸ برای پارامتر انرژی ورودی سطح ۱٫۸ و برای ارتفاع ۶٫۰ می‌باشد. دمای سطح نرمال شده برای هر یک از پارامترها با توجه به مدل سرشکنی کمترین مربعات و با تفریق دمای سطح مشاهده شده و دمای سطح مدل‌شده محاسبه شده و نمودار هیستوگرام و واریانس تصویر دمای سطح نرمال شده بررسی شده است. برای پارامترها که واریانس مقادیر

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

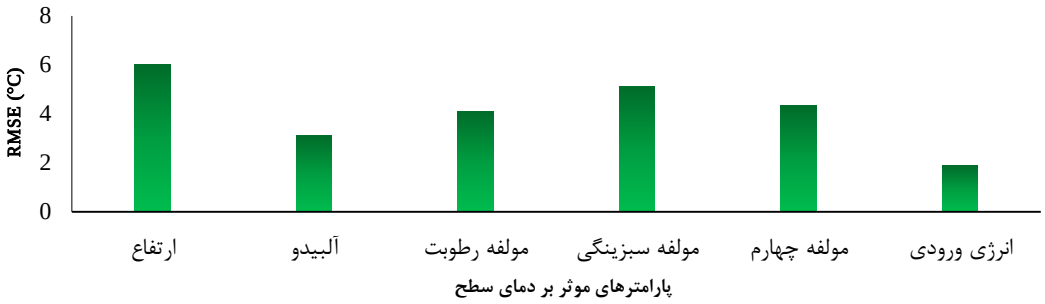
دمای سطح نرمال شده نسبت به آن‌ها کمتر باشد این پارامترها تاثیر بیشتری بر مقدار LST دارند.



شکل ۶: دمای سطح مدل‌شده و نمودار ارتباط بین دمای سطح مدل‌شده و لندست ۸ برای هر یک از پارامترهای محیطی

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]



شکل ۷: *RMSE* بین مقادیر دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح لندست ۸

تصاویر دمای سطح نرمال‌شده نسبت به هر یک از پارامترهای محیطی و هیستوگرام مربوط به آن به‌صورت مجزا به صورت شکل(۸) نشان داده شده است.

تفسیر بصری تصاویر دمای سطح نرمال شده نسبت به پارامترهای سبزینگی و ارتفاع نشان می‌دهد که این پارامترها تاثیر چندانی بر دمای سطح منطقه ندارند. البته به‌طور طبیعی این پارامترها با دمای سطح ارتباط قوی دارند ولی در منطقه مورد مطالعه این ارتباط تحت تاثیر پارامترهای محیطی دیگر مانند انرژی ورودی به سطح و آلبیدو قرار گرفته است. بررسی بصری هیستوگرام، مقادیر کمی رنج و واریانس مقادیر دمای سطح نرمال شده نشان می‌دهد که هر چه تاثیر پارامتر بر دمای سطح بیشتر باشد هیستوگرام تصویر نرمال شده به توزیع نرمال نزدیک‌تر شده و زنگوله‌ای شکل خواهد شد. همچنین عدد مربوط به رنج مقادیر دمای سطح نرمال‌شده کوچکتر و واریانس مقادیر به صفر نزدیک‌تر می‌شود. با توجه به هیستوگرام مقادیر مشخص می‌باشد که مقادیر دمای سطح نرمال‌شده نسبت به پارامترهای سبزینگی و ارتفاع از میانگین مقادیر فاصله زیادی دارند. این عامل سبب می‌شود هیستوگرام دامنه بالایی داشته و واریانس مقادیر دمای سطح نرمال‌شده بالا باشد. با توجه به شکل (۸) می‌توان نتیجه گرفت که برای منطقه مورد مطالعه پارامتر انرژی ورودی به سطح با رنج ۱۱٫۸ و واریانس ۱٫۱۱ تاثیرگذارترین پارامتر بر دمای سطح می‌باشد. با توجه به آنالیز حساسیت صورت گرفته بر اساس اصل مینیم شدن واریانس مقادیر دمای سطح نرمال‌شده می‌توان پارامترهای انرژی ورودی به سطح، آلبیدو، رطوبت، مولفه چهارم، سبزینگی و ارتفاع را به ترتیب تاثیرگذاری بر *LST* از بالا به پایین مرتب کرد.

۴-۳- نرمال‌سازی دمای سطح نسبت به پارامترهای محیطی

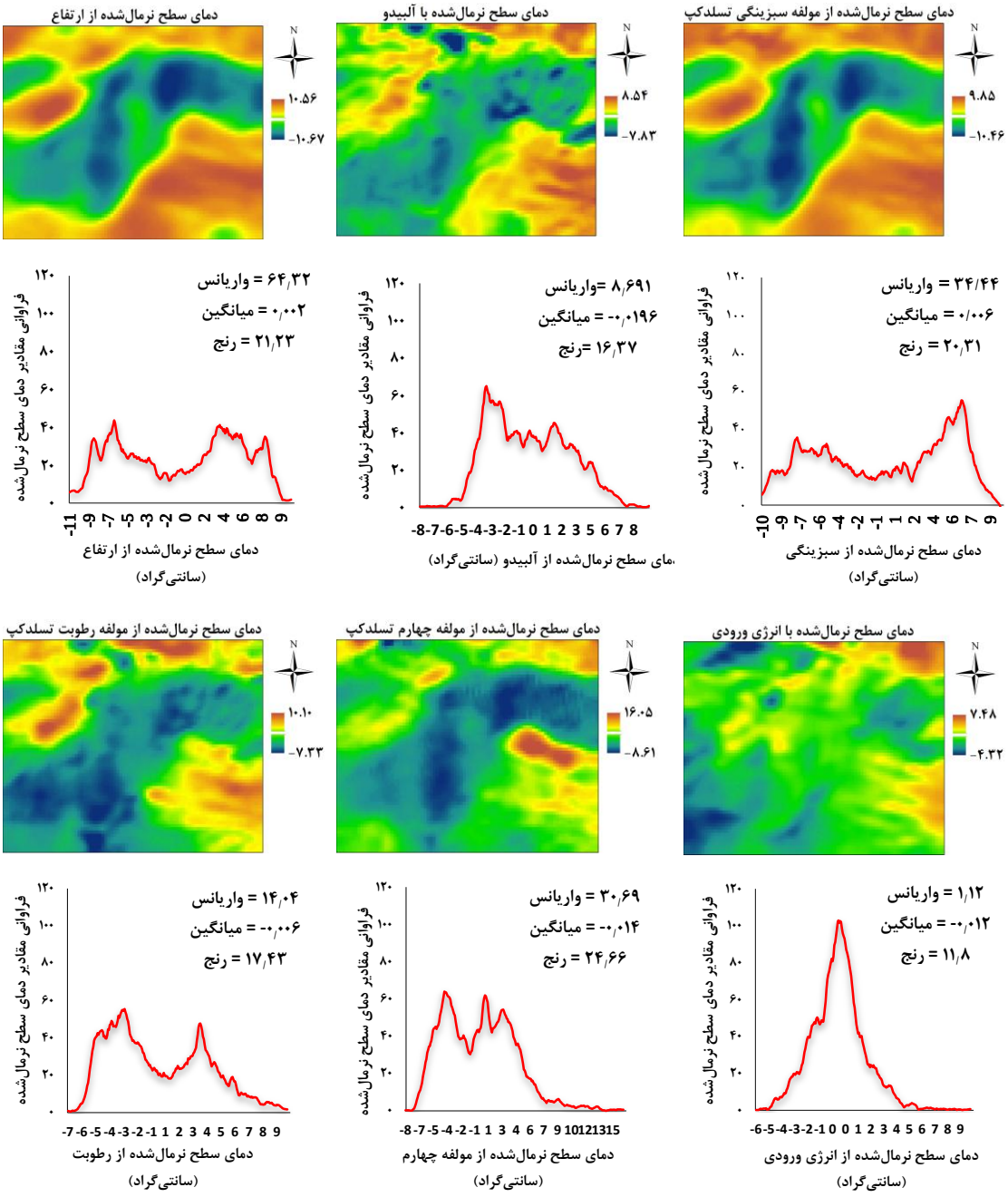
با وجود تاثیر کم بعضی از پارامترها بر *LST*، بکارگیری آن‌ها در کنار پارامترهای دیگر می تواند به مینیمم شدن واریانس مقادیر دمای سطح نرمال‌شده نهایی کمک کند. با حل ضرایب مدل نرمال‌سازی دمای سطح، وزن کمتری به این پارامترها اختصاص می‌یابد. با اضافه شدن پارامترهای محیطی موثر بر دمای سطح به مدل نرمال سازی دمای سطح مقدار دو پارامتر ارزیابی دقت *RMSE* بین مقادیر دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح مشاهده شده و واریانس دمای سطح نرمال‌شده برای منطقه مورد مطالعه به صورت شکل (۹) در هر مرحله کاهش خواهد یافت.

با توجه به مطالب ذکر شده، در نهایت با در نظر گرفتن تمام پارامترهای محیطی مدنظر این پژوهش، با استفاده از مدل سرشکنی کمترین مربعات دمای سطح نرمال‌شده نسبت به پارامترهای محیطی، برای منطقه مورد مطالعه بدست آمده است. ضرایب مربوط به هر یک از پارامترهای محیطی در مدل سرشکنی کمترین مربعات به صورت جدول (۴) محاسبه شده است.

نتایج حاصل از دمای سطح مدل‌شده با توجه به پارامترهای محیطی، نمودار فضای ویژگی بین دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح مشاهده شده، دمای سطح نرمال شده از پارامترهای محیطی و هیستوگرام مقادیر

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

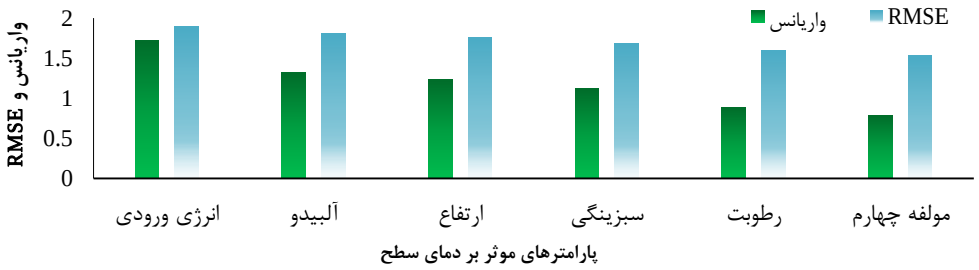
دمای سطح نرمال‌شده نهایی به صورت شکل (۱۰) نشان داده شده است.



شکل ۸: تصاویر دمای سطح نرمال‌شده نسبت به هر یک از پارامترهای محیطی و هیستوگرام مربوط به آن‌ها

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

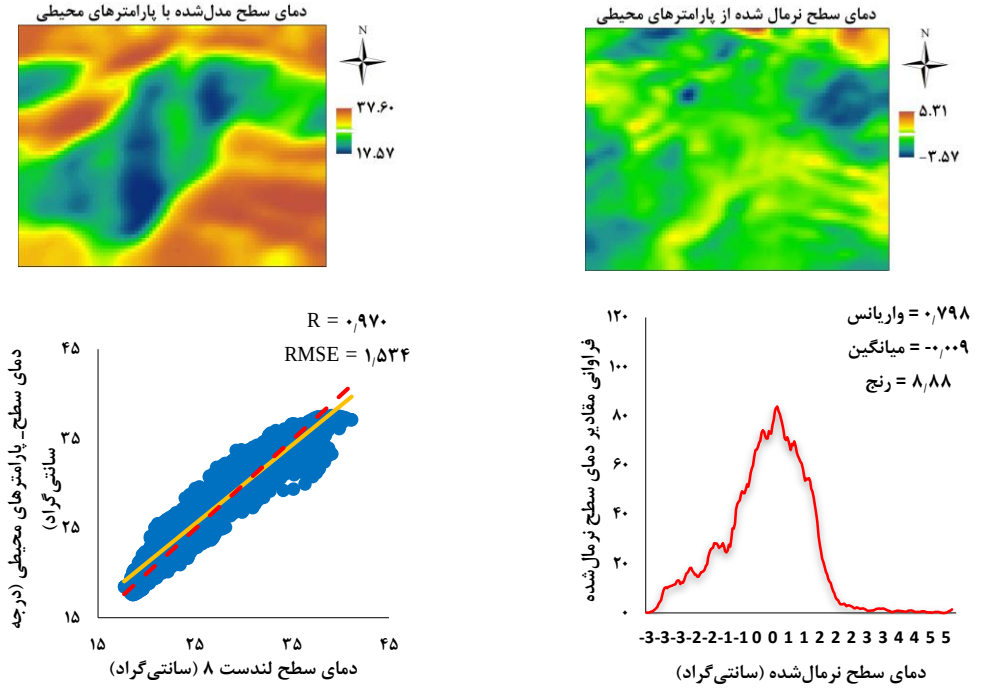
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]



شکل ۹: روند کاهش *RMSE* و واریانس با اضافه شدن هر پارامتر محیطی به مدل نرمال‌سازی دمای سطح

جدول ۴: ضرایب محاسبه‌شده برای هر یک از پارامترهای محیطی در مدل سرشکنی کمترین مربعات

پارامترها	آلبیدو	ارتفاع	سبزینگی	رطوبت	مولفه چهارم	تابش ورودی
ضرایب	۶۳٫۰۳	-۰٫۰۸۸	-۳٫۸۲	-۱۵٫۲۱	۵۱٫۰۲	۸۵٫۰۵



شکل ۱۰: دمای سطح مدل‌شده با توجه به پارامترهای محیطی(سانتی‌گراد)، نمودار فضای ویژگی بین دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح مشاهده شده، دمای سطح نرمال شده از پارامترهای محیطی و هیستوگرام مقادیر دمای سطح نرمال‌شده نهایی

با بررسی تصویر دمای سطح نرمال شده از پارامترهای محیطی مشخص می‌شود که دمای سطح به خوبی از پارامترهای محیطی نرمال شده است. ضریب همبستگی بین دمای سطح مدل‌شده و دمای حاصل از تصویر

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

ماهواره‌ای بسیار بالا و برابر با ۰/۹۷ می‌باشد. ضریب *RMSE* بین دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح مشاهده شده ۱/۵۳ و واریانس مقادیر دمای سطح نرمال‌شده از پارامترهای محیطی ۰/۷۹ می‌باشد. دمای سطح محدوده هایی خاص از منطقه مورد مطالعه در قسمت شمال شرقی منطقه در تصویر دمای سطح نرمال شده به‌صورت آنومالی باقی مانده است. این موضوع می‌تواند سه دلیل اصلی داشته باشد. اول این که اثرات پارامترهای در نظر گرفته شده در مدل پیشنهادی به خوبی مدل نشده و از دمای سطح برداشته نشده است که نشان دهنده ضعف مدل پیشنهادی است. دوم اینکه دمای سطح این منطقه تحت تاثیر پارامترهای دیگری همچون اینرسی حرارتی، اثر تابش خورشید مربوط به روز قبل، فعالیت‌های انسانی و غیره باشد که در مدل پیشنهاد شده در این پژوهش در نظر گرفته نشده‌اند. سوم اینکه می‌تواند بیانگر وجود اثرات منابع زمین گرمایی در این مناطق باشد. در ادامه برای اینکه کارایی مدل بکار گرفته شده در نرمال‌سازی دمای سطح نسبت به پارامترهای محیطی اثبات شود، ارتباط بین دمای سطح و پارامترهای محیطی بعد از نرمال‌سازی بررسی شده است. نتایج، کارایی مدل ارائه شده در مقاله برای نرمال کردن دمای سطح از عوامل محیطی را نشان می‌دهد؛ به‌طوری که برای تمامی پارامترهای محیطی در نظر گرفته شده، شیب خط و ضریب رگرسیون رابطه بین پارامترهای محیطی و دمای سطح نرمال‌شده خیلی به صفر نزدیک شده است. به‌عبارت دیگر دمای سطح نرمال شده به صورت کامل از پارامترهای محیطی در نظر گرفته شده در پژوهش مستقل شده است. در نتیجه اثرات دمایی باقی مانده در دمای سطح نرمال شده به یکی از علت‌های دوم و سوم ذکر شده در قسمت قبل برمی‌گردد.

۴-۴- ارزیابی کارایی مدل با داده زمینی

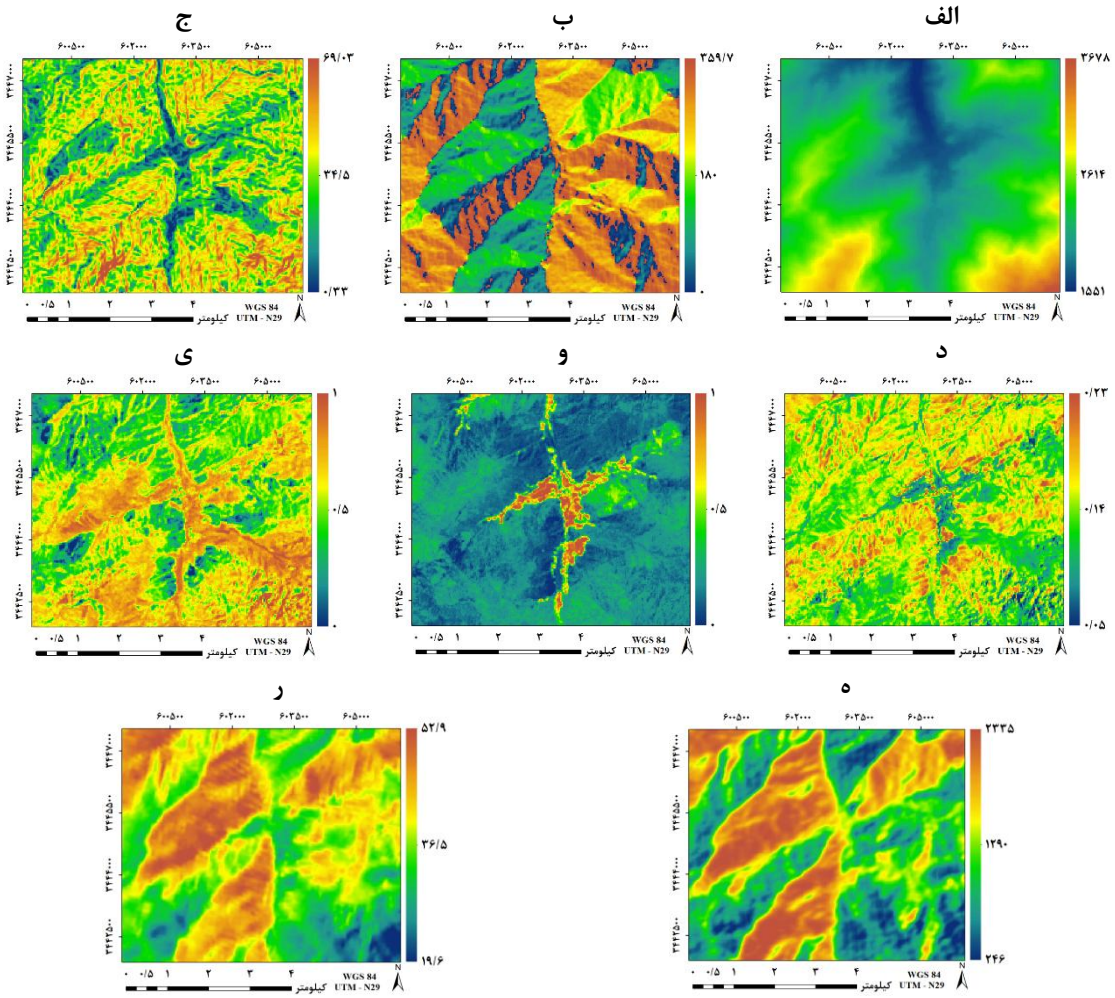
برای ارزیابی کارایی مدل واریانس مبنا پیشنهادی برای مدل‌سازی و نرمال‌سازی دمای سطح، مدل پیشنهادی برای منطقه مورد مطالعه دوم نیز پیاده‌سازی شده است. پس از مرحله پیش‌پردازش تصویر لندست ۸ و مدل رقومی ارتفاع استر، پارامترهای محیطی از جمله عوامل توپوگرافی، تابش تجمعی موثر رسیده به سطح، کسر پوشش گیاهی، آلبیدو و پارامترهای تسلدکپ با توجه به مراحل ذکر شده در بخش روش پژوهش استخراج شده‌اند. همچنین *LST* منطقه مورد مطالعه با استفاده از الگوریتم تک‌کاناله محاسبه شده است. نقشه پارامترهای محیطی، *LST* بدست آمده از تصویر ماهواره‌ای و تابش ورودی به سطح برای منطقه دوم به‌صورت شکل (۱۱) نشان داده شده است.

در نهایت با در نظر گرفتن تمام پارامترهای محیطی مدنظر این پژوهش با استفاده از مدل سرشکنی کمترین مربعات دمای سطح مدل‌شده با توجه به پارامترهای محیطی و نرمال‌شده نسبت به پارامترهای محیطی برای منطقه مورد مطالعه بدست آمده است. نتایج حاصل از دمای سطح مدل‌شده با توجه به پارامترهای محیطی، نمودار فضای ویژگی بین دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح مشاهده شده، دمای سطح نرمال شده از پارامترهای محیطی و هیستوگرام مقادیر دمای سطح نرمال‌شده نهایی به صورت شکل (۱۲) نشان داده شده است.

با بررسی تصویر دمای سطح نرمال شده از پارامترهای محیطی، مشخص می‌شود که دمای سطح به خوبی از پارامترهای محیطی نرمال شده است. ضریب همبستگی بین دمای سطح مدل‌شده و دمای حاصل از تصویر ماهواره‌ای بسیار بالا و برابر با ۰/۹۳۴ می‌باشد. ضریب *RMSE* بین دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح مشاهده شده ۲/۱۴ و واریانس مقادیر دمای سطح نرمال‌شده از پارامترهای محیطی ۲/۱۵ می‌باشد. در نهایت برای تایید کارایی مدل ارائه‌شده، ضریب همبستگی و *RMSE* بین دمای سطح مدل‌شده و اندازه‌گیری‌شده توسط دستگاه‌های زمینی در لحظه گذر ماهواره بررسی شد که نتایج آن به‌صورت شکل (۱۳) نشان داده شد که در آن کارایی مدل واریانس مبنا ارائه شده در این پژوهش برای مدل‌سازی و نرمال‌سازی دمای سطح را نشان می‌دهد.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

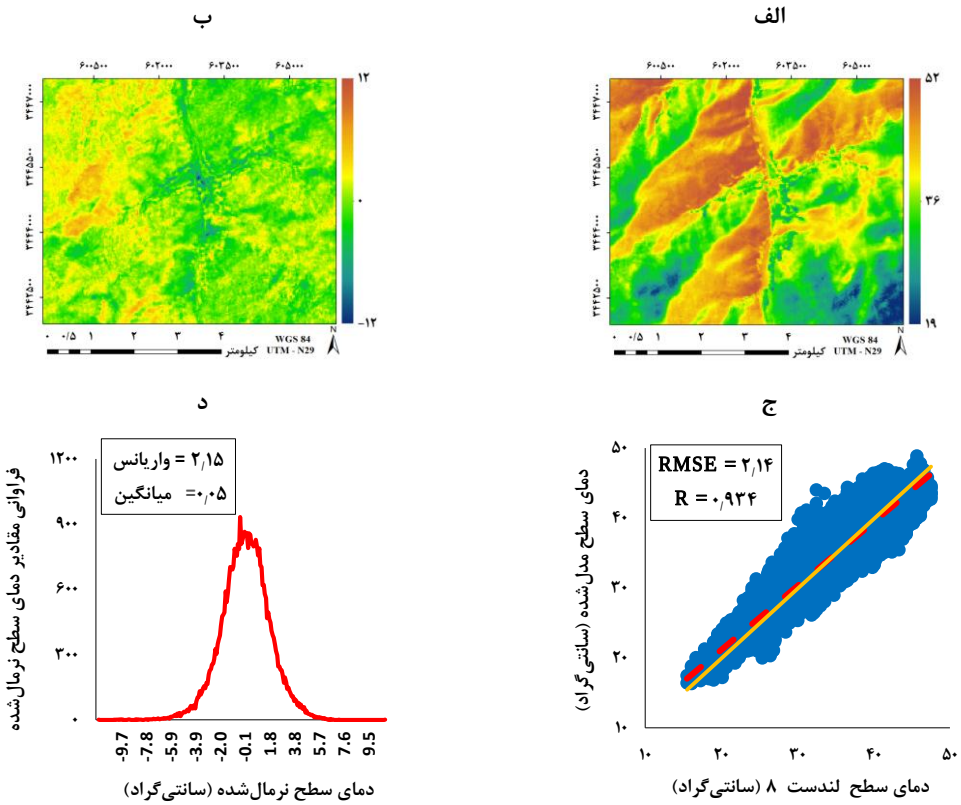
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]



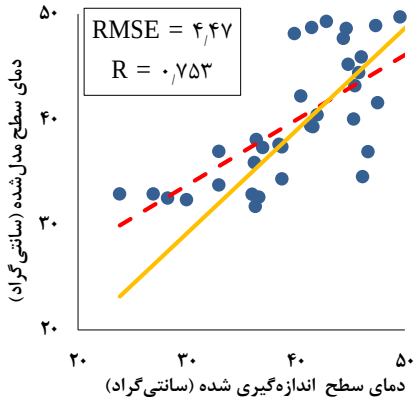
شکل ۱۱: نقشه پارامترهای محیطی برای روز ۲۴۸ سال ۲۰۱۴ الف) ارتفاع (متر)، ب) جهت‌شیب (درجه)، ج) شیب (درجه)، د) آلبیدو، و) سبزینگی، ی) رطوبت سطح، ه) تابش تجمعی موثر رسیده به سطح و ر) دمای سطح بدست آمده از لندست

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]



شکل ۱۲: الف) دمای سطح مدل‌شده با توجه به پارامترهای محیطی(سانتی‌گراد)، ب) دمای سطح نرمال شده از پارامترهای محیطی، ج) نمودار فضای ویژگی بین دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح مشاهده شده و د) هیستوگرام مقادیر دمای سطح نرمال‌شده



شکل ۱۳: ارزیابی کارایی مدل ارائه‌شده برای مدل‌سازی و نرمال‌سازی دمای سطح با داده‌های زمینی

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

۵- نتیجه‌گیری

نرمال‌سازی دمای سطح نسبت به عوامل محیطی برای بسیاری از مطالعات علمی و تصمیمات مدیریتی دقیق همچون بحث شناسایی منابع ژئوترمال، پایش روند تغییرات فعالیت گسل‌ها و آتشفشان‌ها، روند تغییرات آنومالی‌های حرارتی و ارتباط آن با زمین لرزه در محیط غیرشهری و مدیریت و برنامه‌ریزی مصرف منابع انرژی در محیط شهری از اهمیت بالایی برخوردار است. هدف از مطالعه حاضر ارائه مدلی جدید واریانس مبنا برای نرمال‌سازی دمای سطح نسبت به پارامترهای محیطی می‌باشد که علاوه بر بهبود مدل‌های موجود برای مدل-سازی تاثیر عوامل خورشید و توپوگرافی تاثیر عوامل بیوفیزیکی بر دمای سطح را نیز درنظر می‌گیرد.

در این پژوهش برای مدل‌سازی اثر خورشید و توپوگرافی مدل کولبو بهبود داده شده است. برای مدل‌سازی اثر نرخ افت محیطی بر دمای سطح از پارامتر ارتفاع و برای مدل‌سازی پارامترهای بیوفیزیکی از شاخص آلبیدو سطح و مولفه‌های ترکیب باندی تسلدکپ استفاده شده است. در نهایت برای نرمال‌سازی دمای سطح نسبت به پارامترهای محیطی از شرط مینیمم شدن واریانس مقادیر دمای سطح نرمال‌شده استفاده شده است. برای این منظور برای محاسبه بهینه ضرایب مجهول در مدل ارائه شده روش بهینه‌سازی چند معیاره سرشکنی کمترین مربعات بکار گرفته شده است. با استفاده از این روش محدودیت شرط مستقل بودن پارامترهای محیطی نیز برداشته می‌شود. هر چند باید پارامترهایی که دارای همبستگی شدید می‌باشند از مدل حذف شوند.

نتایج حاصل از پژوهش نشان دهنده این است که برای محدوده مورد مطالعه، پارامتر انرژی ورودی به سطح، بیشترین و پارامترهای ارتفاع و سبزینگی، کمترین تاثیر را بر مقدار و چگونگی توزیع دمای سطح در محدوده دارند. با توجه به آنالیز حساسیت صورت گرفته بر اساس اصل مینیم شدن واریانس مقادیر دمای سطح نرمال‌شده برای محدوده مورد مطالعه پارامترهای انرژی ورودی به سطح، آلبیدو، رطوبت، مولفه چهارم، سبزینگی و ارتفاع به ترتیب تاثیرگذاری بر *LST* از بالا به پایین مرتب خواهند شد. لازم به ذکر است که این ترتیب برای این محدوده با توجه به شرایط محیطی آن صادق است و طبیعتا برای مناطق دیگر باید این موضوع به صورت مجزا بررسی شود. با بررسی مقادیر دمای سطح نرمال شده نسبت به پارامترهای محیطی مشخص می‌شود که دمای سطح به خوبی از پارامترهای محیطی نرمال شده است. ضریب همبستگی بین دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح مشاهده شده بسیار بالا و برابر با ۰/۹۷ می‌باشد. مقدار *RMSE* بین دمای سطح مدل‌شده و دمای سطح مشاهده شده ۱/۵۳ و واریانس مقادیر دمای سطح نرمال‌شده ۰/۷۹ می‌باشد.

بررسی ارتباط بین پارامترهای محیطی و دمای سطح قبل و بعد از نرمال‌شدن کارایی مدل ارائه شده برای نرمال‌سازی دمای سطح نسبت به پارامترهای محیطی را تا حدودی ثابت کرده است. به طوری که شیب خط و ضریب رگرسیون ارتباط بین این پارامترها و دمای سطح بعد از نرمال‌سازی این اثرات مقدار عددی بسیار نزدیک به صفر را نشان می‌دهند. همچنین بررسی نتایج ارزیابی نتایج با داده‌های زمینی دمای سطح نیز کارایی مدل واریانس مبنا ارائه‌شده در این پژوهش را تایید می‌کند.

پیشنهاد می‌گردد در مطالعات آتی در این زمینه با بکارگیری تصویر حرارتی شب تاثیر پارامترهای محیطی دیگر موثر بر دمای سطح از جمله اینرسی حرارتی و همچنین ارتفاع بارومتریک در مدل نرمال‌سازی در نظر گرفته شود. همچنین به‌علت تاثیر مستقیم دقت مکانی مدل رقومی ارتفاعی برای مدل‌سازی انرژی ورودی به سطح و نقش تاثیرگذار آن بر دمای سطح، ارائه مدلی برای بهینه‌سازی دقت مدل رقومی ارتفاعی مورد استفاده برای این منظور بسیار مفید می‌باشد. ازجمله پیشنهادت دیگر برای افزایش کارایی مدل نرمال‌سازی دمای سطح و بهبود دقت آن، بررسی روش‌های حل مسئله نرمال‌سازی دمای سطح به صورت بهینه‌سازی محلی و مقایسه نتایج آن با نتایج روش بهینه‌سازی سراسری که در این مقاله ارائه شده می‌باشد. همچنین پیشنهاد

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

می‌شود برای مطالعات آتی درباره سطح نویز روش محاسبه دما و مقایسه آن با نتایج نرمال سازی با استفاده از مدل ارائه شده در این مقاله بحث شود. در نهایت حل مساله نرمال‌سازی دمای سطح با توجه به معادلات بیلان انرژی به عنوان روشی پایه و مقایسه نتایج آن با روش ارائه شده در این مقاله بسیار مفید خواهد بود.

مراجع

[1] *L. Jia, M. Marco, S. Bob, J. Lu, and M. Massimo, "Monitoring Water Resources and Water Use from Earth Observation in the Belt and Road Countries," Bulletin of Chinese Academy of Sciences, vol. 32, no. Z1, pp. 62-73, 2017.*

[2] *S. Mansor, A. Cracknell ,B. Shilin, and V. Gornyi, "Monitoring of underground coal fires using thermal infrared data," International Journal of Remote Sensing, vol. 15, no. 8, pp. 1675-1685, 1994.*

[3] *Z. Wan, P. Wang, and X. Li, "Using MODIS land surface temperature and normalized difference vegetation index products for monitoring drought in the southern Great Plains, USA," International Journal of Remote Sensing, vol. 25, no. 1, pp. 61-72, 2004.*

[4] *M. Friedl, "Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements," Remote sensing of environment, vol. 79, no. 2, pp. 344-354, 2002.*

[5] *J. Ma, S. Chen, X. Hu, P. Liu, and L. Liu, "Spatial-temporal variation of the land surface temperature field and present-day tectonic activity," Geoscience Frontiers, vol. 1, no. 1, pp. 57-67, 2010.*

[6] *J. A. Okalebo et al., "An Evaluation of the Community Land Model (Version 3.5) and Noah Land Surface Models for Temperature and Precipitation Over Nebraska (Central Great Plains): Implications for Agriculture in Simulations of Future Climate Change and Adaptation," in Climate Change Adaptation, Resilience and Hazards: Springer, 2016, pp. 21-34.*

[7] *C. Berger, J. Rosentreter, M. Voltersen, C. Baumgart, C. Schmullius, and S. Hese, "Spatio-temporal analysis of the relationship between 2D/3D urban site characteristics and land surface temperature," Remote Sensing of Environment, vol. 193, pp. 225-243, 2017.*

[8] *J. A. Voogt and T. R. Oke, "Thermal remote sensing of urban climates," Remote sensing of environment, vol. 86, no. 3, pp. 370-384, 2003.*

[9] *H. Lievens, B. Martens, N. Verhoest, S. Hahn, R. Reichle, and D. Miralles, "Assimilation of global radar backscatter and radiometer brightness temperature observations to improve soil moisture and land evaporation estimates," Remote Sensing of Environment, vol. 189, pp. 194-210, 2017.*

[10] *P. P. Harris, S. S. Folwell, B. Gallego-Elvira, J. Rodríguez, S. Milton, and C. M. Taylor, "An evaluation of modeled evaporation regimes in Europe using observed dry spell land surface temperature," Journal of Hydrometeorology, vol. 18, no. 5, pp. 1453-1470, 2017.*

[11] *M. Bellaoui, A. Hassini, and K. Bouchouicha, "Remote Sensed Land Surface Temperature Anomalies for Earthquake Prediction," in International Journal of Engineering Research in Africa, 2017, vol. 31, pp. 120-134: Trans Tech Publ.*

[12] *T. C. Eckmann, D. A. Roberts, and C. J. Still, "Using multiple endmember spectral mixture analysis to retrieve subpixel fire properties from MODIS," Remote Sensing of Environment, vol ,۱۱۲ .no. 10, pp. 3773-3783, 2008.*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

[13] Q. Weng, M. K. Firozjaei, M. Kiavarz, S. K. Alavipanah, and S. Hamzeh, "Normalizing land surface temperature for environmental parameters in mountainous and urban areas of a cold semi-arid climate," Science of The Total Environment, vol. 650, pp. 515-529, 2019.

[14] M. Karimi Firozjaei, M. Kiavarz Mogaddam, S. Alavipanah, and S. Hamzeh, "Normalizing Satellite Images-Derived Land Surface Temperature Relative to Environmental Parameters Based on the Soil and Vegetation Energy Balance Equations," Journal of Geomatics Science and Technology, vol. 7, no. 3, pp. 213-232, 2018.

[15] M. K. Firozjaei, M. Kiavarz, O. Nematollahi, M. Karimpour Reihan, and S. K. Alavipanah, "An evaluation of energy balance parameters, and the relations between topographical and biophysical characteristics using the mountainous surface energy balance algorithm for land (SEBAL)," International Journal of Remote Sensing, pp. 1-31, 2019.

[16] C. Mattar et al., "Impacts of the broadband albedo on actual evapotranspiration estimated by S-SEBI model over an agricultural area," Remote sensing of environment, vol. 147, pp. 23-42, 2014.

[17] Y. Malbéteau et al., "Normalizing land surface temperature data for elevation and illumination effects in mountainous areas: A case study using ASTER data over a steep-sided valley in Morocco," Remote Sensing of Environment, vol. 189, pp. 25-39, 2017.

[18] M. Coolbaugh, C. Kratt, A. Fallacaro, W. Calvin, and J. Taranik, "Detection of geothermal anomalies using advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) thermal infrared images at Bradys Hot Springs, Nevada, USA," Remote Sensing of Environment, vol. 106, no. 3, pp. 350-359, 2007.

[19] F. J. Gutiérrez, M. Lemus, M. A. Parada, O. M. Benavente ,and F. A. Aguilera, "Contribution of ground surface altitude difference to thermal anomaly detection using satellite images: Application to volcanic/geothermal complexes in the Andes of Central Chile," Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol ,۲۳۷ .pp. 69-80, 2012.

[20] R. C. Dubayah, "Modeling a solar radiation topoclimatology for the Rio Grande River Basin," Journal of Vegetation Science, vol. 5, no. 5, pp. 627-640, 1994.

[21] S. A. Kalogirou, Solar energy engineering: processes and systems .Academic Press, 2013.

[22] N. Raz-Yaseef, E. Rotenberg, and D. Yakir, "Effects of spatial variations in soil evaporation caused by tree shading on water flux partitioning in a semi-arid pine forest," Agricultural and Forest Meteorology, vol. 150, no. 3 ,pp. 454-462, 2010.

[23] M. Z. Jacobson, Fundamentals of atmospheric modeling. Cambridge university press, 2005.

[24] E. W. Danielson, J. Levin, and E. Abrams, Meteorology. McGraw-Hill, 2003.

[25] J. R. Minder, P. W. Mote, and J. D. Lundquist, "Surface temperature lapse rates over complex terrain: Lessons from the Cascade Mountains," Journal of Geophysical Research: Atmospheres, vol. 115, no. D14, 2010.

[26] C. Rolland, "Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rates in Alpine regions," Journal of Climate, vol. 16, no. 7, pp. 1032-1046, 2003.

[27] M. Hais and T. Kučera, "The influence of topography on the forest surface temperature retrieved from Landsat TM, ETM+ and ASTER thermal channels," ISPRS Journal of Photogrammetry and

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

Remote Sensing, vol. 64, no. 6, pp. 585-591, 2009.

[28] J. Dozier and S. I. Outcalt, "An approach toward energy balance simulation over rugged terrain," Geographical Analysis, vol. 11, no. 1, pp. 65-85, 1979.

[29] J. Peters, B. De Baets, E. M. De Clercq, E. Ducheyne ,and N. E. Verhoest, "Influence of topographic normalization on the vegetation index–surface temperature relationship," Journal of Applied Remote Sensing, vol. 6, no. 1, pp. 063518-1-063518-15, 2012.

[30] M. Kiavarz Moghaddam, "Land Surface Thermal Anomaly Detection Based on Satellite Thermal Band Nomalization," Journal of Geomatics Science and Technology, pp. 55-65, 2017.

[31] T. Cooley et al., "FLAASH, a MODTRAN4-based atmospheric correction algorithm, its application and validation," in Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS'02. 2002 IEEE International, 2002, vol. 3, pp. 1414-1418: IEEE.

[32] M. H. R. Moghaddam, A. Sedighi, S. Fasihi, and M. K. Firozjaei, "Effect of environmental policies in combating aeolian desertification over Sejzy Plain of Iran," Aeolian Research, vol. 35, pp. 19-28, 2018.

[33] Q. Weng, M. K. Firozjaei, A. Sedighi, M. Kiavarz, and S. K. Alavipanah, "Statistical analysis of surface urban heat island intensity variations: A case study of Babol city, Iran," GIScience & Remote Sensing, vol. 56, no. 4, pp. 576-604, 2019.

[34] S. A. Mousavi Maleki, H. Hizam, and C. Gomes, "Estimation of hourly, daily and monthly global solar radiation on inclined surfaces: Models re-visited," Energies, vol. 10, no. 1, p. 134, 2017.

[35] J A. Duffie and W. A. Beckman, Solar engineering of thermal processes. John Wiley & Sons, 2013.

[36] A. Mousivand, W. Verhoef, M. Menenti, and B. Gorte, "Modeling top of atmosphere radiance over heterogeneous non-Lambertian rugged terrain," Remote Sensing ,vol. 7, no. 6, pp. 8019-8044, 2015.

[37] C. Proy, D. Tanre, and P. Deschamps, "Evaluation of topographic effects in remotely sensed data," Remote Sensing of Environment, vol. 30, no. 1, pp. 21-32, 1989.

[38] L. Xin, T. Koike, and C. Guodong, "Retrieval of snow reflectance from Landsat data in rugged terrain," Annals of Glaciology, vol. 34, no. 1, pp. 31-37, 2002.

[39] R. Richter, T. Kellenberger, and H. Kaufmann, "Comparison of topographic correction methods," Remote Sensing, vol. 1, no. 3, pp. 184-196.۲۰۰۹ ,

[40] S. Hantson and E. Chuvieco, "Evaluation of different topographic correction methods for Landsat imagery," International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, vol. 13, no. 5, pp. 691-700, 2011.

[41] R. G. Allen, R. Trezza, and M. Tasumi, "Analytical integrated functions for daily solar radiation on slopes," Agricultural and Forest Meteorology, vol. 139, no. 1, pp. 55-73, 2006.

[42] Q. Liu, G. Liu, C. Huang, S. Liu, and J. Zhao, "A tasseled cap transformation for Landsat 8 OLI TOA reflectance images," in Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2014 IEEE International, 2014, pp. 541-544: IEEE.

[43] Q. Liu, G. Liu, C. Huang, and C. Xie, "Comparison of tasselled cap transformations based on the selective bands of Landsat 8 OLI TOA reflectance images," International Journal of Remote Sensing, vol. 36, no. 2, pp. 417-441, 2015.

[44] J. P. Walawender, M. Szymanowski, M. J.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

Hajto, and A. Bokwa, "Land surface temperature patterns in the urban agglomeration of Krakow (Poland) derived from Landsat-7/ETM+ data," Pure and Applied Geophysics, vol. 171, no. 6, pp. 913-940, 2014.

[45] J. C. Jiménez-Muñoz, J. A. Sobrino, D. Skoković, C. Mattar, and J. Cristóbal, "Land surface temperature retrieval methods from Landsat-8 thermal infrared sensor data," IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, vol. 11, no. 10, pp. 1840-1843, 2014.

[46] X. Yu, X. Guo, and Z. Wu, "Land surface temperature retrieval from Landsat 8 TIRS—Comparison between radiative transfer equation-based method, split window algorithm and single channel method," Remote Sensing, vol. 6, no. 10, pp. 9829-9852, 2014.

[47] J. C. Jiménez-Muñoz and J. A. Sobrino, "A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data," Journal of Geophysical Research: Atmospheres, vol. 108, no. D22, 2003.

[48] J. A. Sobrino, J. C. Jiménez-Muñoz, and L. Paolini, "Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5," Remote Sensing of environment, vol. 90, no. 4, pp. 434-440, 2004.

[49] J. C. Jiménez-Muñoz, J. Cristóbal, J. A. Sobrino, G. Sòria, M. Ninyerola, and X. Pons, "Revision of the single-channel algorithm for land surface temperature retrieval from Landsat thermal-infrared data," IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 47 ,no. 1, pp. 339-349, 2009.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]

K. N. TOOSI UNIVERSITY OF TECHNOLOGY
FACULTY OF GEODESY AND GEOMATICS ENGINEERING

Journal of Geospatial Information Technology
Vol.7 No.2, Summer 2019

Research Paper

Propose a Variance-based Model for Normalizing Satellite Images-Derived Land Surface Temperature Relative to Environmental Parameters

Mohammad Karimi Firozjaei[1], Majid Kiavarz[2*], Seyed Kazem Alavi Panah[3], Saeid Hamzeh[4], and Yoann Malbeteau[5]

1- Ph.D. student of Remote Sensing and GIS, Department of Remote Sensing and GIS, University of Tehran
2- Assisstant professor in Department of Remote Sensing and GIS, University of Tehran
3- Professor in Department of Remote Sensing and GIS, University of Tehran
4- Associate professor in Department of Remote Sensing and GIS, University of Tehran
5- Postdoctoral researcher in Water Desalination and Reuse Center, King Abdullah University of Science and Technology

Abstract

Normalization of the surface temperature relative to environmental parameters is essential in scientific studies and urban and non-urban areas management. The aim of the current study is to propose a variance-based model for normalization of the surface temperature relative to environmental parameters. For this aim, Landsat 8 satellite bands, MODIS water vapor product, and ASTER digital elevation model were used. In this study, topography parameters, downward radiation on the surface, albedo, environmental lapse rate, vegetation and biophysical characteristics of the surface were considered as environmental parameters. Single channel algorithm was used for surface temperature calculation, and also an improved Coolbaugh model was suggested for modeling the downward solar radiation. Additionally, for modeling of albedo, environmental lapse rate and biophysical characteristics, a combination of Landsat 8 reflective bands, the digital elevation model, and tasseled cap transformation were exploited, respectively. Finally, the least square method was used to calculate the unknown coefficients of each parameter in the proposed normalized model, in order to minimiz the variance of the land surface temperature image. Coefficient correlation indexes and RMSE were used for accuracy assessment between the modeled and observed surface temperature values. Also the variance of normalized surface temperature image was used to estimate the proposed model capability. The results indicate that downward radiation on the surface parameter and both the elevation and greenness parameters, had the highest and the lowest effects on the surface temperature variation. The coefficient correlation and RMSE between the modeled and observed surface temperatures are 0.97 and 1.53, respectively and the variance of normalized surface temperature values is equal to 0.79. Results of the current study implied the high efficiency of the proposed model for normalizing the land surface temperature relative to environmental parameters.

Key words: *normalization; land surface temperature; environmental parameters; variance-based.*

Correspondence Address *: University of Tehran, Azin Street, Enghelab Street, Tehran, Iran*
Tel*: 09123301922*
Email*: Kiavarzmajid@ut.ac.ir*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-22]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.83]