

## بررسی نقش متغیرهای پیش‌بین در تخمین دمای هوا در ماه‌های ژانویه و ژوئیه در طبقات پوشش اراضی مختلف

چنور محمدی<sup>۱</sup>، منوچهر فرج‌زاده<sup>۲\*</sup>، یوسف قویدل رحیمی<sup>۳</sup> و عباسعلی علی اکبری بیدختی<sup>۴</sup>

۱. دانشجوی دکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۲. استاد، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۳. دانشیار، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۴. استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۹۶/۱۲/۱۹، پذیرش نهایی: ۹۷/۷/۳)

### چکیده

هدف اساسی این مطالعه تخمین دمای هوا با استفاده از متغیرهای پیش‌بین شامل دمای سطح زمین، ارتفاع، شیب، پوشش گیاهی، عرض جغرافیایی، آلبیدو و میانگین فشار سطح دریا طی دو ماه ژانویه و ژوئیه در سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۵ در طبقات پوشش اراضی مختلف می‌باشد. از ۶ مدل رگرسیونی تک‌متغیره تا چندمتغیره به‌تفکیک ۷ پوشش اراضی موجود در کشور استفاده شد و ۴۲ مدل برآوردگر برای هر ماه توسعه داده شد. نتایج بیانگر آن بود که بیشترین اختلافات بین دمای هوا و دمای سطح زمین در طبقه با پوشش سطحی بایر یا پوشش گیاهی تنک دیده شد. در ژانویه، ارتفاع (در پوشش‌های زمین‌های بایر، بافت‌های شهری و پهنه‌های کشاورزی) فشار (در پوشش‌های علف‌زارها و بوت‌زارها)، شیب منطقه جنگلی و عرض جغرافیایی در پهنه آب، مهم‌ترین برآوردگرهای دمای هوا هستند. درحالی‌که در ژوئیه در سطح زمین یک کم‌فشار حرارتی چسبیده به زمین با ارتفاع کم در بخش وسیعی از پهنه کشور تشکیل شده و این عامل اقلیمی ناشی از گرمایش شدید سطح زمین نقش عوامل میکرواقليمی از قبیل ارتفاع، شیب و پوشش زمین را به‌حداقل رسانده و تأثیر آنها را در تخمین دمای هوا کم‌رنگ می‌کند. لذا می‌توان عامل فشار را در ماه ژوئیه مهم‌ترین برآوردگر تغییرات فضایی دمای هوا در پهنه ایران دانست.

واژه‌های کلیدی: تخمین دمای هوا، دمای سطح زمین، رگرسیون، متغیرهای پیش‌بین.

### ۱. مقدمه

همکاران (۲۰۱۲) در پرتغال از داده‌های LST مادیس استفاده کردند و با استفاده از ۱۴ مدل به‌کارگرفته شده، مجذور مربع خطای میانگین (RMSE) میانگین دمای هوا را در بهترین مدل ممکن ۱/۳۳ درجه سانتی‌گراد و در بدترین مدل ۲/۲۴ درجه سانتی‌گراد به‌دست آوردند. جنتیان و همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از متغیرهای مختلف نظیر تابش، زاویه سمت الرأس خورشید، عرض جغرافیایی، ارتفاع، بازتاب و شاخص پوشش گیاهی و با استفاده از ۱۴ مدل رگرسیونی، دمای هوا از طریق تصاویر LST مادیس را برآورد کردند. نتایج تخمین دمای روزانه و هفتگی با دقت مناسب و با خطای بین ۲/۳ و ۱/۸ درجه سانتی‌گراد را نشان داده است. فان و همکاران (۲۰۱۷) با استفاده از ماشین بردار پشتیبان (SVM) و مدل‌های

شناسایی الگوی فضایی دمای هوا از مهم‌ترین اهداف اقلیم‌شناسان محسوب می‌شود. دمای هوای نزدیک سطح که توسط ایستگاه‌های جوی اندازه‌گیری شده است اطلاعات محدود و کمی در مورد توزیع فضایی الگوی دمای هوا در اختیار قرار می‌دهد (سان و همکاران، ۲۰۱۴). تخمین درست الگوی پراکندگی دمای هوا در دامنه وسیعی از علوم نظیر هیدرولوژی، اکولوژی و هواشناسی (ونین و همکاران، ۲۰۱۳) و زیست‌شناسی بیماری‌های منتقله از طریق ناقلین کاربرد دارد (بنالی و همکاران، ۲۰۱۲). امروزه علم سنجش از دور قابلیت بالایی در تخمین بزرگ مقیاس دمای هوا با استفاده از تصاویر دمای سطحی دارد (جنتیان و همکاران، ۲۰۱۶). پژوهش‌های متعددی در این ارتباط صورت گرفته است. بنالی و

نکردند و پژوهش‌های تکمیلی را پیشنهاد کردند. در ایران مطالعات محدودی در این زمینه انجام شده است. پرویز و همکاران (۱۳۸۹) دمای هوا را با استفاده از روش TVX در حوضه آبریز سفیدرود تخمین زدند. نتایج نشان داد که استفاده از روش همبستگی منفی بین دمای سطح زمین و شاخص پوشش گیاهی در مناطق با پوشش‌های متراکم از نتایج قابل‌قبولی برخوردار است. واعظ موسوی و مختارزاده (۱۳۹۴) با استفاده از محصول دمای سطح زمین مودیس در تاریخ ۲۰۱۳/۶/۱، ۳ مدل مختلف را برای ایجاد ارتباط میان دمای سطح زمین و دمای هوا بررسی کردند و نتیجه گرفتند که به‌کارگیری مدلی که با استفاده از داده شبانه به تخمین دمای هوا می‌پردازد مناسب‌تر است. بابایی فینی (۱۳۹۴) با به‌کارگیری داده‌های سنجش از دور در کلانشهر اصفهان به‌عنوان یک محیط شهری در دوره سرد و گرم سال در یک بازه ۱۹ ساله به بررسی دمای سطح و رابطه آن با شاخص بهنجار شده پوشش گیاهی پرداخت. هدف این مطالعه آزمون چند مدل رگرسیون با توجه به تعداد متفاوت متغیرهای پیش‌بین و بر اساس پوشش‌های مختلف اراضی و تعیین بهترین مدل در ماه‌های ژانویه و ژوئیه در بازه زمانی ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۵ می‌باشد.

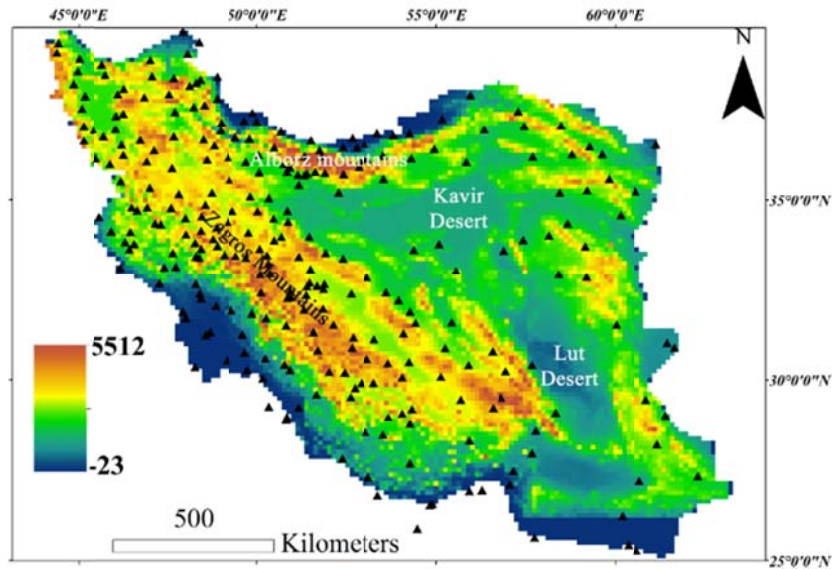
## ۲. منطقه مطالعه

ایران در محدوده جغرافیایی ۲۵ تا ۴۰ درجه عرض شمالی و ۴۵ تا ۶۰ درجه طول شرقی واقع شده است (شکل ۱). توصیفی از دماهای سطحی ایران توسط مرادی و همکاران (۲۰۱۶) توسط داده‌های مادیس انجام و نواحی دمایی ایران به چهار دسته اصلی خیلی داغ، گرم، معتدل و سرد تقسیم شده است. نواحی معتدل و سرد در کوه‌های زاگرس و البرز واقع شده‌اند در صورتی که نواحی گرم و داغ در بیابان‌ها و عرض‌های جنوبی ایران قرار گرفته‌اند. قاسمی (۲۰۱۵) تغییرات روند دمای هوا در سال‌های ۱۹۶۱-۲۰۱۰ در ایران را بررسی کرد و نشان داد دما به‌طور کلی دارای یک روند افزایشی با مقدار بین ۰/۰۹ تا

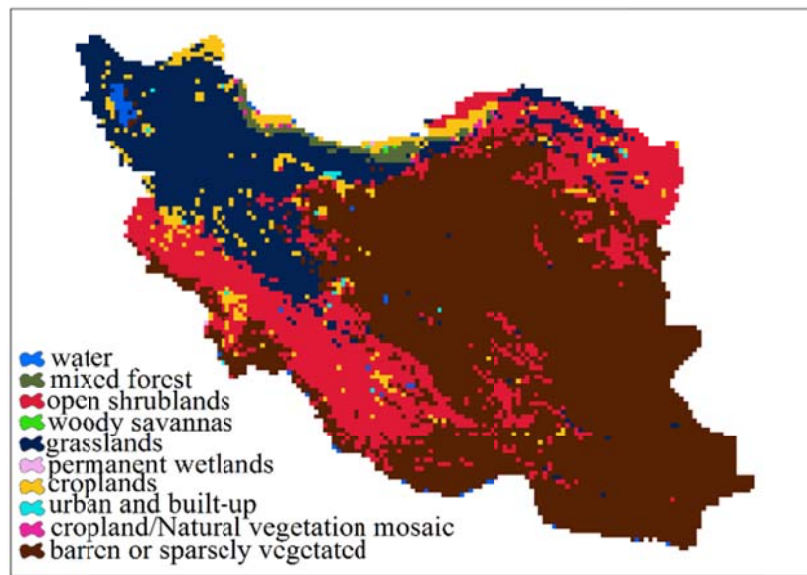
Random forests به تخمین دمای هوا از روی تصاویر LST مادیس پرداختند. نتایج در بهترین حالت ممکن دارای مجذور مربع خطای میانگین ۱/۲ درجه سانتی‌گراد برای دمای میانگین هوا بود. نتایج حاکی از عملکرد بهتر مدل‌های Random forest نسبت به SVM بوده است. در کار جالب سان و همکاران (۲۰۱۴) منطقه مطالعاتی به سه بخش دشت، نواحی کوهستانی و نواحی کوهستانی با ارتفاع بسیار بالا تقسیم شدند. از داده‌های پوشش گیاهی EVI و داده‌های LST مادیس استفاده و روش TVX به‌کار گرفته شد. نتایج حاکی از دقت بسیار بالای مدل به‌ترتیب در نواحی دشت، نواحی کوهستانی و نواحی کوهستانی با ارتفاع بسیار بالا به‌ترتیب با ضریب تعیین ۰/۹۷، ۰/۹۸ و ۰/۹۶ و با RMSE به‌ترتیب ۱/۸۴، ۲/۳۴ و ۲/۴۵ درجه کلون بود. در کارهای ذکر شده برخی محققین علاوه بر دمای میانگین هوا، دمای حداقل و حداکثر هوا را نیز بررسی کردند. اما ونین و همکاران (۲۰۱۳) تنها دمای حداقل و حداکثر را مورد بررسی قرار دادند که نتایج در مورد داده‌های میانگین حداکثر هوا به‌خوبی عمل نکرده و مجذور مربع خطای میانگین بالای ۶ درجه سانتی‌گراد به‌دست آمد اما با به‌کارگیری روش TVX این خطا از ۶ درجه به ۳/۷۹ درجه سانتی‌گراد کاهش یافت. شن و لپتوک (۲۰۱۱) با دخالت پوشش اراضی و با تصاویر دمای سطحی مادیس و با به‌کارگیری مدل رگرسیونی در نواحی مرکزی و شرقی اوراسیا، خطای مطلق میانگین دمای حداکثر هوا را روی بوته‌زار و علف‌زار به‌ترتیب ۲/۴ و ۳/۲ درجه سانتی‌گراد و برای دمای حداقل ۳ درجه سانتی‌گراد به‌دست آوردند. ونکوتسم و همکاران (۲۰۱۰) در اکوسیستم‌های مختلف در آفریقا و با روش‌های رگرسیونی به این نتیجه رسیدند که اختلاف بین دمای سطحی و دمای حداکثر هوا شدیداً با اکوسیستم، تابش، ابرناکی و به‌طور فصلی تغییر می‌کند. آنها به‌طور جدا زاویه سمت الرأس خورشید و NDVI را در برآورد دمای حداکثر هوا با استفاده از تصاویر LST به‌کار گرفتند و ارتباط معناداری بین این پارامترها مشاهده

مشخص است که این عامل لزوم استفاده از تصاویر ماهواره ای را دو چندان می‌کند. با بررسی دمایی طی بازه ۲۰۰۱-۲۰۱۵ مشخص شد ماه ژانویه سردترین و ماه ژوئیه گرم‌ترین ماه می‌باشد (شکل ۲).

۰/۳۸ درجه سانتی‌گراد است که این روند افزایش، در بهار و تابستان مشهودتر است. شکل ۱ توزیع فضایی ایستگاه‌های مورد مطالعه را نیز نمایش می‌دهد. عدم توزیع مناسب ایستگاه‌ها در قسمت‌هایی مرکزی ایران کاملاً

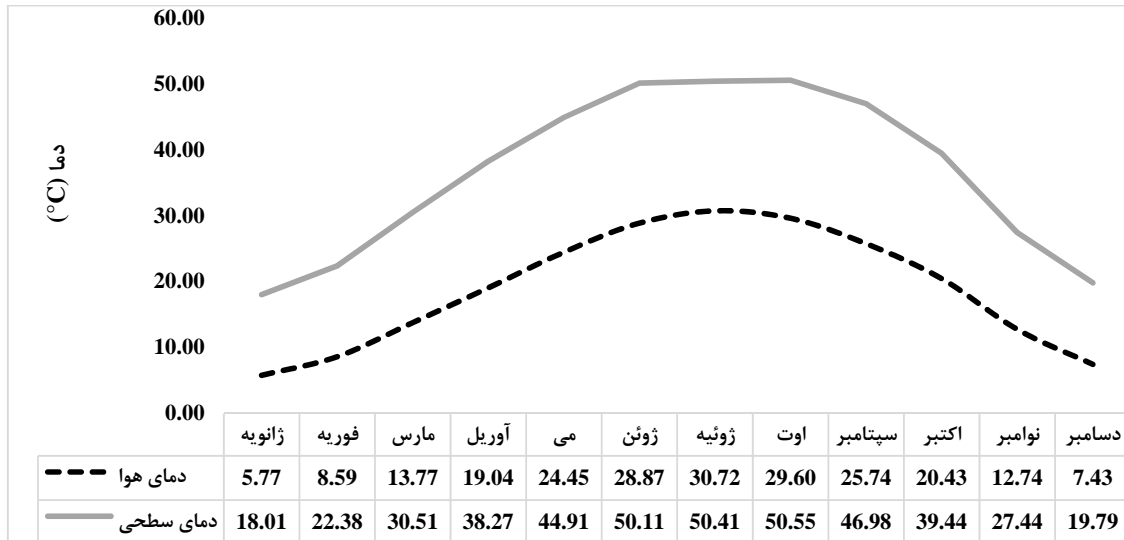


(الف)



(ب)

شکل ۱. نقشه منطقه مورد مطالعه (ایستگاه‌های جوی دارای کامل‌ترین آمار در بازه زمانی ۲۰۰۱-۲۰۱۵ در تصویر با سمبل مثلث نشان داده شده است) (الف)، توزیع پوشش اراضی در منطقه مطالعه (ب).



شکل ۲. میانگین ماهانه دمای هوا و دمای سطحی طی بازه زمانی ۲۰۰۱-۲۰۱۵.

۳. داده و روش شناسی  
 جدول ۱ مشخصات داده‌های مورد استفاده را نشان می‌دهد. در این مطالعه به دلیل استفاده از منابع داده‌ای گوناگون با وضوح فضایی متفاوت به منظور دست‌یابی به یک الگوی فضایی مشخص، تمامی نقشه‌ها براساس وضوح فضایی ۰/۱۲۵ درجه قوسی تبدیل شدند. این کار در نرم‌افزار GIS و با روش درون‌یابی bilinear انجام شده است. در ادامه به ویژگی‌ها و صحت‌سنجی هر کدام از این داده‌ها به طور جداگانه پرداخته می‌شود.

۳. داده و روش شناسی  
 جدول ۱ مشخصات داده‌های مورد استفاده را نشان می‌دهد. در این مطالعه به دلیل استفاده از منابع داده‌ای گوناگون با وضوح فضایی متفاوت به منظور دست‌یابی به یک الگوی فضایی مشخص، تمامی نقشه‌ها براساس وضوح فضایی ۰/۱۲۵ درجه قوسی تبدیل شدند. این کار در نرم‌افزار GIS و با روش درون‌یابی bilinear انجام شده است. در ادامه به ویژگی‌ها و صحت‌سنجی هر کدام از این داده‌ها به طور جداگانه پرداخته می‌شود.

جدول ۱. داده‌های مورد استفاده در تحقیق.

متغیر	منبع	وضوح فضایی
دمای میانگین هوا	Era-Interim mean (Ta)	0.125°
	IRIMO(Ts)	280 stations
دمای سطحی	MODIS-Land webpage (MOD11C3)(LST)	0.05°
پوشش گیاهی	MODIS-land webpage (MOD13C2)(NDVI)	0.05°
ارتفاع و شیب	ASTER(Altitude and Slope)	30 m
میانگین فشار سطح دریا	Era-interim mean(MSLP)	0.125°
آلبدو	Era-interim mean (Albedo)	0.125°
عرض جغرافیایی	Geo-referenced by WGS-84	0.125°
پوشش اراضی	MODIS-land webpage (MCD12C1)	0.125°

**۳-۱. دمای هوای سطحی ERA-interim**

سیمون و همکاران (۲۰۰۷) داده‌های ERA-interim را توصیف کرده‌اند. همچنین دی و همکاران (۲۰۱۱) چگونگی تولید این داده‌ها را با طرح داده‌گواری (data assimilation) در چرخه ۱۲ ساعته شرح داده‌اند. در هر چرخه، مشاهدات با اطلاعاتی که توسط مدل‌های پیش‌بینی به دست آمده است، ترکیب می‌شوند که حالت جو و سطح زیرین آن را تخمین می‌زنند. آنها اشاره کرده‌اند این فرآیند به داده‌های سطحی، نزدیک سطح و داده‌های جو بالا نیازمند است. در این مطالعه سه داده دمای هوا، آلبدو و میانگین فشار سطح دریا از این منبع استفاده شده است. مونی و همکاران (۲۰۱۱) مقایسه‌ای بین داده‌های دمای هوای سه منبع داده‌ای ERA-interim، ERA-40 و NCEP/NCAR با داده‌های دمای هوای مشاهداتی در ایرلند انجام داده‌اند. آنها نشان دادند عامل وضوح شبکه‌ای متفاوت هر پایگاه داده‌ای تأثیری در نتایج ندارد و نشان دادند تفاوت‌های بسیار اندکی بین این سه داده وجود دارد که برای داده‌های ERA-Interim در دامنه‌ای بین  $\pm 0.1$  قرار دارد.

**۳-۲. دمای هوای سطحی ایستگاهی**

داده‌های میانگین دمای هوای روزانه از ۲۸۰ ایستگاه سینوپتیک از سازمان هواشناسی ایران طی دوره مطالعاتی ۲۰۰۱-۲۰۱۵ دریافت شد.

**۳-۳. دمای سطح زمین (LST)**

داده‌های دمای سطح زمین یکی از محصولات بخش زمینی سنجنده مادیس می‌باشد که ۷ محصول دمای سطح زمین را به‌طور جدا برای دو ماهواره ترا و اکوا با وضوح فضایی جهانی و ناحیه‌ای و وضوح زمانی روزانه، هشت روزه و ماهانه فراهم می‌کند (MODIS land web page, 2017). در این مطالعه از میانگین محصولات MOD11C3 و MYD11C3 (ترا و آکوا) استفاده

شده است. این محصول در وضوح فضایی ماهانه و در مقیاس فضایی ۰/۰۵ درجه فراهم می‌شود. تئوری پایه LST توسط ون و دوزیر (۱۹۸۹) توضیح داده شده است. این داده‌ها از الگوریتم LST شب یا روز (با توجه به ماهواره ترا و آکوا) مادیس تهیه می‌شوند. از بین ۳۶ باند مادیس، هفت باند ۲۰، ۲۲، ۲۳، ۲۹، ۳۱ تا ۳۳ برای این الگوریتم مورد استفاده قرار می‌گیرد (ون، ۱۹۹۹).

**۳-۴. پوشش گیاهی**

شاخ‌های پوشش گیاهی شبکه‌بندی شده سنجنده مادیس به‌صورت ۱۶ و ۳۰ روزه می‌باشد که با تصحیحات اتمسفری، در شرایط عاری از ابر و با تعدیل در نقطه نادیر با وضوح ۲۵۰ متر، یک کیلومتر و ۰/۰۵ درجه فراهم شده‌اند که وضوح فضایی ۰/۲۵ درجه به‌عنوان شبکه مدل‌سازی اقلیمی شناخته می‌شود. دو الگوریتم به‌منظور برآورد شاخص پوشش گیاهی در محدوده مادون قرمز نزدیک و قرمز استفاده می‌شود که عبارتست از: شاخص تفاضل نرمال پوشش گیاهی (NDVI) که از سال ۱۹۸۱-۱۹۹۹ در سری NOAA\_AVHRR وجود دارد که توسط مادیس برای فراهم‌آوری داده‌های درازمدت برای مطالعات دیده‌بانی توسعه داده شده است و شاخص پوشش گیاهی بارزسازی شده (EVI) با حساسیت بهتر به تفاوت‌های پوشش گیاهی از شرایط پوشش گیاهی تنک تا متراکم، هوت و همکاران (۱۹۹۹). در این مطالعه از محصول ماهانه MOD13C2 با وضوح فضایی ۰/۰۵ درجه به‌منظور برآورد NDVI استفاده شده است. داده‌های ماهانه سپس میانگین‌گیری شده و در مقیاس سالانه مورد استفاده واقع شده است. این شاخص به‌طور سالانه در دامنه‌ای بین ۱/۰- تا ۰/۷۵ بی‌بعد قرار دارد.

**۳-۵. داده‌های ارتفاعی (ارتفاع و شیب)**

در این پژوهش از داده‌های مدل ارتفاع رقومی سنجنده ASTER در وضوح فضایی ۳۰ متر استفاده شده است. ناحیه مورد مطالعه در دامنه ارتفاعی بین ۲۳- تا ۵۵۱۲ متر

واقع شده است. نقشه شیب در نرم افزار GIS تهیه شده است.

### ۳-۶. پوشش اراضی

در این مطالعه از داده پوشش اراضی مادیس با نام اختصاری MCD12C1 استفاده شده است. فریدل و همکاران (۲۰۱۰) تغییرات الگوریتم پوشش اراضی مادیس را مورد بررسی قرار داده‌اند. این محصول شامل ۵ لایه مختلف طبقه‌بندی است که یکی از آنها IGBP International Geosphere-Biosphere Programme Classification می‌باشد که دارای ۱۷ نوع مشخص پوشش اراضی است. این نوع طبقه‌بندی بر اساس طبقه‌بندی نظارت شده می‌باشد (جدول ۲).

### ۳-۷. عرض جغرافیایی

یکی از مهم‌ترین داده‌هایی که به دلیل تأثیر بسیار بالای آن در دما مورد استفاده قرار می‌گیرد، داده عرض جغرافیایی است. روادکار و همکاران (۲۰۱۳) تأثیر عرض جغرافیایی را در وقایع حدی دمایی مورد بررسی قرار داده‌اند و نقش آن را به همراه ارتفاع برای آسیای جنوبی تفسیر کرده‌اند. به دلیل تغییرات عرضی زیاد ایران در این پژوهش این داده مورد استفاده واقع شده است و از لایه‌های رستری مورد نظر براساس دیتوم WGS1984 در نرم‌افزار GIS استخراج شده است. عرض ایران در دامنه‌ای بین ۴۴/۵ تا ۶۱/۵ در ابعاد ۰/۱۲۵ درجه قرار دارد.

جدول ۲. ۱۷ نوع پوشش اراضی در محصول MCD12C1 پوشش اراضی مادیس و تعداد پیکسل‌های هر پوشش در وضوح فضایی ۰/۱۲۵ در ۰/۱۲۵ درجه برای ایران (<http://glcf.umd.edu/data/lc/>).

Value	Label	Pixel Number (0.125×0.125)
0	Water	57
1	Evergreen Needleleaf forest	
2	Evergreen Broadleaf forest	
3	Deciduous Needleleaf forest	
4	Deciduous Broadleaf forest	
5	Mixed forest	106
6	Closed shrublands	
7	Open shrublands	2084
8	Woody savannas	2
9	Savannas	
10	Grasslands	1812
11	Permanent wetlands	3
12	Croplands	414
13	Urban and built-up	24
14	Cropland/Natural vegetation mosaic	15
15	Snow and ice	
16	Barren or sparsely vegetated	5478
254	Unclassified	
255	Fill Value	

$$y = a + \beta_1(LST) + \beta_2(Altitude) + \beta_3(slope) + \beta_4(NDVI) + \beta_5(Latitude) + \beta_5(Albedo) + \beta_5(MSLP) \quad (1)$$

در مدل اول تنها از دمای سطحی سنجنده مادیس استفاده شده است. در مدل دوم نقش ارتفاع و شیب نیز به مدل افزوده شده و در حقیقت سه پارامتر را در نظر خواهد گرفت. در مدل‌های بعدی به ترتیب پوشش گیاهی، عرض جغرافیایی، آلبدو و میانگین فشار سطح دریا در مدل دخالت داده می‌شود (جدول ۲). علت استفاده از تعداد متغیرهای مختلف، تعیین میزان تأثیر هر متغیر پیش‌بین در هرپوشش اراضی و ارائه بهترین مدل برای تخمین دمای هوا است. در واقع به این سوال می‌پردازد که تغییرات کدام پارامترهای پیش‌بین، تغییرات دمای هوا را به‌طور حداکثری توجیه می‌کند؟ برای هرکدام از هفت پوشش اراضی اصلی که در ادامه توضیح آنها خواهد آمد، شش مدل مورد بررسی قرار گرفتند یعنی در حقیقت ۴۲ مدل (شش مدل رگرسیونی در هفت نوع پوشش اراضی) برای ماه ژانویه و ۴۲ مدل نیز برای ماه ژوئیه تحلیل شدند. ضرایب تبیین، خطای معیار و همچنین معناداری هر مدل در جداول مربوطه آنها استخراج شد. همچنین به‌منظور تعیین مهم‌ترین متغیر در هر پهنه از ضرایب استاندارد شده به‌منظور بی‌بعد کردن متغیرها و امکان مقایسه آنها استفاده شد. در انتها به‌منظور درک بهتر، نمودار ضرایب تبیین و همچنین خطای معیار ترسیم شد. لازم به‌ذکر است در این مطالعه دو ماه ژانویه و ژوئیه برای آزمون قرار دادن نقش متغیرهای مختلف در تخمین دمای هوا استفاده شده است. پژوهشگرانی نظیر بنالی و همکاران (۲۰۱۲) در پژوهش خود ذکر کرده‌اند که بهتر است مدل‌های تخمین دمای هوا به‌صورت ماهانه به‌منظور تعدیل ارتباط فصلی بین دمای هوا و دمای سطحی بررسی شوند. فرآیندهای محیطی و اقلیمی بدون شک از فاکتورهای تأثیرگذار در نتایج خروجی است.

از آنجایی که یکی از اهداف این تحقیق آشکارسازی و تبیین ارتباط فضایی بین میانگین ماهانه دمای هوا ( $T_a$ ) و میانگین ماهانه دمای سطح زمین (LST) می‌باشد. در این راستا از مدل‌های تحلیل روابط فضایی مانند تحلیل همبستگی فضایی در سطح اطمینان ۰/۹۵ ( $P\_value=0.05$ )، استفاده شد. با استفاده از تحلیل‌های آمار فضایی که مبتنی بر ویژگی‌های توزیع فضایی متغیر در سطح منطقه هستند، ویژگی‌های آماری توزیع فضایی دمای هوا و دمای سطح زمین مشخص شد. الگوی توزیع فضایی این دو مؤلفه نیز با به‌کارگیری شاخص خودهمبستگی فضایی MORAN عمومی مشخص شد. ارتباط بین توزیع فضایی خطاها (قدرمطلق تفاضلات بین دمای هوا و دمای سطح زمین) با تشکیل ماتریس تحلیل انطباقی (Tabulate intersection) بررسی شد. همچنین ارتباط بین دمای هوای ایستگاهی با داده‌های مادیس و داده‌های دمای هوای داده‌های ERA-interim با داده‌های دمای مادیس مشخص شد. پس از مشخص شدن ارتباط دمای هوا و دمای سطحی، به‌منظور تعیین تأثیر هرکدام از پارامترهای پیش‌بین، همبستگی هرکدام از آنها با اختلاف دمای هوا و دمای سطح ( $T_s - T_a$ ) نیز محاسبه شد. سپس بخش اصلی کار یعنی برآورد دمای هوا با استفاده از شش مدل ساده رگرسیونی در هر پوشش اراضی و برای هر دو ماه ذکرشده (ژانویه و ژوئیه) طراحی شد و نقش هرکدام از آنها به‌طور جداگانه مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت. مدل رگرسیون یک‌متغیره (مدل اول) و چند متغیره (مدل دوم تا ششم) (رابطه ۱) براساس ۷ پارامتر، دمای سطح زمین، عرض جغرافیایی، ارتفاع، شیب، پوشش گیاهی، آلبدو و فشار سطح دریا ارائه شد. جدول ۳ متغیرهای استفاده شده در مدل‌ها را نشان می‌دهد.

جدول ۳. پارامترهای استفاده شده در هر مدل.

مدل	پارامترهای استفاده شده در مدل
مدل ۱	دمای سطحی
مدل ۲	دمای سطحی، ارتفاع، شیب
مدل ۳	دمای سطحی، ارتفاع، شیب و شاخص پوشش گیاهی
مدل ۴	دمای سطحی، ارتفاع، شیب، شاخص پوشش گیاهی و عرض جغرافیایی
مدل ۵	دمای سطحی، ارتفاع، شیب، شاخص پوشش گیاهی، عرض جغرافیایی و آلبیدو
مدل ۶	دمای سطحی، ارتفاع، شیب، شاخص پوشش گیاهی، عرض جغرافیایی، آلبیدو و میانگین فشار سطح دریا

#### ۴. نتایج و بحث

در این بخش ابتدا به ارائه ویژگی‌های آماری توزیع فضایی دمای هوا و دمای سطح زمین در دو ماه ژانویه و ژوئیه پرداخته شده و مشخصات آمار فضایی آنها ارائه می‌شود. در مرحله بعد اقدام به تحلیل همبستگی فضایی بین دمای هوا و دمای سطح زمین شده است. همچنین مدل‌های رگرسیونی در طبقات مختلف پوشش اراضی ارائه شده و در نهایت بر اساس بهترین مدل و با استفاده از ضرایب استاندارد رگرسیون مؤثرترین پارامتر معرفی می‌شود.

#### ۴-۱. ویژگی‌های کلی دما در ماه‌های ژانویه و ژوئیه در ایران

در نقشه‌های شکل ۳ توزیع فضایی دمای هوا و دمای سطح زمین، برای دو ماه ژانویه و ژوئیه براساس میانگین دوره آماری ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۵ ارائه شده است. میانگین بلندمدت دمای هوا و دمای سطح زمین برای دو ماه ژانویه و ژوئیه براساس میانگین دوره آماری ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۵ در نقشه‌های شکل ۳ ارائه شده است.

در جدول ۴ مشخصات دمای سطح زمین و دمای هوا که توزیع فضایی آن به صورت نقشه شکل ۳ ارائه شده است، برای دو ماه ژانویه و ژوئیه ارائه شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، میانگین دمای سطح زمین ماه ژانویه ۱۸/۹ درجه سانتی‌گراد است و انحراف معیار برابر ۷/۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. بنابراین ضریب تغییرپذیری

برابر ۳۸ درصد است. در ژوئیه این اعداد برابر ۴۸/۴، ۸/۱ درجه سانتی‌گراد و ۱۶ درصد است. دمای هوا در ماه ژانویه ۷/۵ و انحراف معیار آن ۵/۳۵ درجه سانتی‌گراد است و تغییرپذیری برابر ۷۱ درصد است در صورتی که این اعداد برای ماه ژوئیه ۲۷، ۷/۴۱ درجه سانتی‌گراد و ۲۶ درصد است. نتایج بیانگر آن است که تغییرپذیری دمای هوا بالاتر از دمای سطح زمین است و دوماً ضریب تغییرپذیری ماه ژانویه بالاتر از ماه ژوئیه است. در مورد بالا بودن ضریب تغییرپذیری فضایی بالای دمای ماه ژانویه نسبت به ژوئیه می‌توان به تنوع سینوپتیکی و اقلیمی ماه ژانویه در مقایسه با ماه ژوئیه اشاره کرد درحالی که ماه ژانویه گستره ایران عرصه گذار سیستم‌های سینوپتیکی و توده‌های هوای با دماهای مختلف می‌باشد در فصل گرم کل ایران به صورت یکپارچه تحت سلطه پرفشار جنب حاره و تابش شدید خورشید به صورت همگنی گرم می‌شود و تغییرپذیری فضایی دمای آن به صورت محسوسی کاهش می‌یابد.

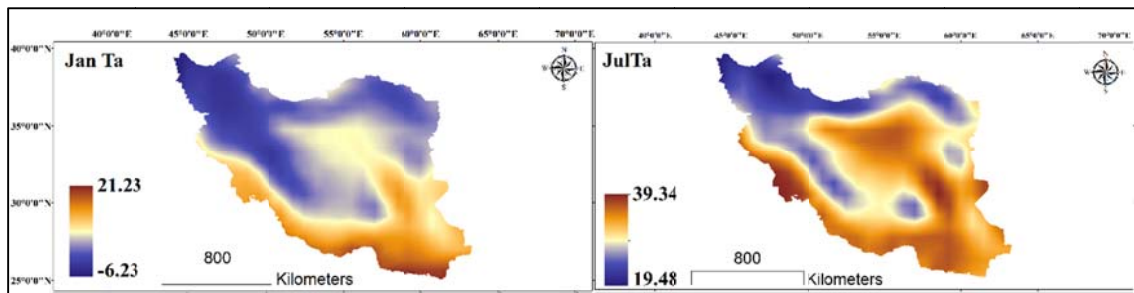
در شکل ۳ همچنین نقشه قدرمطلق اختلافات بین دمای هوا و دمای سطح زمین ارائه شده است. همان‌طور که در نقشه اختلافات مشاهده می‌شود در فصل تابستان، اغلب تفاوت‌ها در مناطق مرکزی ایران مشاهده می‌شود که عمدتاً بیابان‌ها هستند و با حرکت به مناطق ساحلی کاهش می‌یابد. وجود بخار آب در مناطق ساحلی و پایین بودن رطوبت نسبی نواحی خشک داخلی کشور، در کنار لخت بودن پوشش اراضی مناطق داخلی نسبت به مناطق ساحلی،



۰/۹۱ در ماه ژوئیه بود. براساس آماره موران عمومی توزیع فضایی دمای هوا و دمای سطح زمین در هر دو ماه، دارای یک الگوی توزیع فضایی خوشه‌ای بوده است و توزیع آن به هیچ‌وجه تصادفی و فاقد الگو نیست. الگودار بودن توزیع فضایی دمای میانگین ماه‌های مذکور نشان‌دهنده چینش یا جورشدگی نواحی گرم و سرد در کنار یکدیگر است. وجود الگوی خودهمبستگی فضایی معنی‌دار در الگوی توزیع فضایی دمای سطح زمین و دمای هوا می‌تواند بیانگر وابستگی این دو عنصر به یک‌سری متغیرهای دیگر از قبیل میزان تابش، عرض جغرافیایی، توپوگرافی و لندکاور باشد.

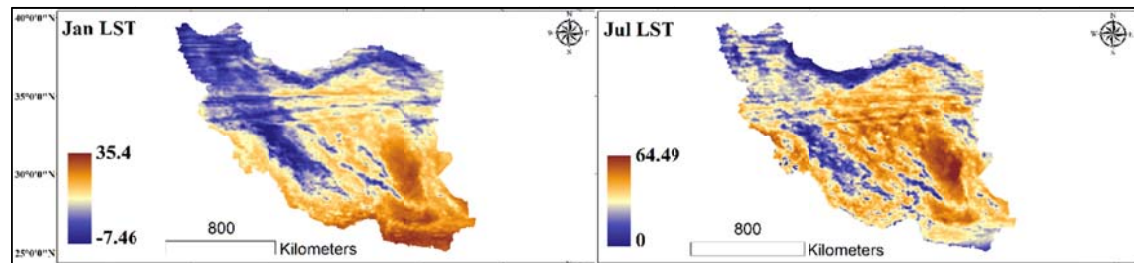
باعث متمرکز شدن و بالارفتن اختلافات بین دمای هوا و دمای سطح زمین در نواحی بیابانی داخلی شده است. تحقیق (شن و لپتوک، ۲۰۱۱) نیز بیانگر آن بود که در مناطق خشک، زمانی که  $T_a$  بیش از ۱۰ درجه است دمای سطح زمین در تابستان بسیار بالاتر از دمای هوا است در حالی که در فصل زمستان دمای سطح تنها کمی کمتر از  $T_a$  است.

شاخص موران عمومی که الگوهای توزیع فضایی دمای هوا و دمای سطح زمین را در دو ماه ژانویه و ژوئیه نشان می‌دهد، برای سطح زمین و دمای هوا، شاخص‌های موران مشاهده شده به ترتیب ۰/۹۸ و ۰/۸۱ در ماه ژانویه و ۰/۹۸ و



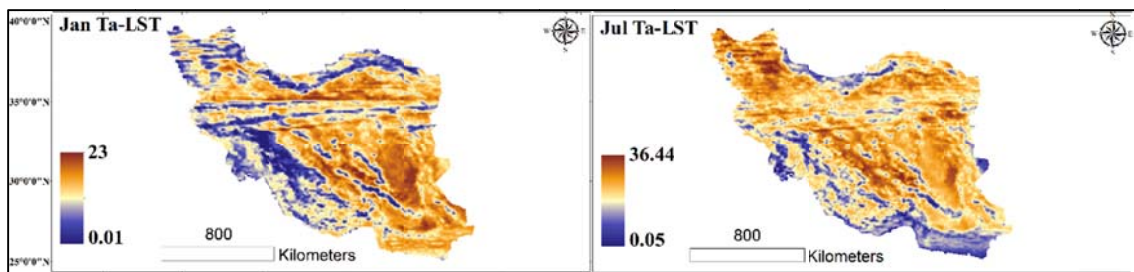
(ب)

(الف)



(د)

(ج)



(و)

(ه)

شکل ۳. میانگین دمای هوای ماه ژوئیه (الف) و ژانویه (ب)؛ میانگین دمای سطحی سنجنده مادیس ماه ژوئیه (ج) و ژانویه (د) و میانگین اختلاف دمای هوا و دمای سطحی ماه ژوئیه (ه) و ژانویه (و) طی بازه ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۵.

جدول ۴. ویژگی‌های فضایی دمای هوا و دمای سطحی در ماه‌های ژانویه و ژوئیه.

پارامتر	دمای سطحی		دمای هوا	
	ژوئیه	ژانویه	ژوئیه	ژانویه
تعداد نقاط	۹۹۹۰	۹۹۹۰	۹۹۹۰	۹۹۹۰
حداقل دما	۰	-۷/۴۶	۱۹/۴۸	-۶/۲۳
حداکثر دما	۶۴/۴۹	۳۵/۴	۳۹/۳۴	۲۱/۲۳
میانگین فضایی دما	۴۸/۴	۱۸/۹	۲۷	۷/۵
انحراف معیار فضایی	۸/۱	۷/۵	۷/۴۱	۵/۳۵
ضریب تغییرات	۰/۱۶	۰/۳۸	۰/۲۶	۰/۷۱
شاخص موران	۰/۸۱	۰/۹۸	۰/۹۱	۰/۹۸
Z_score	۱۱۴/۱۴	۱۳۸/۴۴	۱۲۸/۷۱	۱۳۷/۶۱
P_value	۰	۰	۰	۰

در جدول ۵، همبستگی فضایی بین دمای هوا به تفکیک داده‌های ایستگاهی و داده‌های اخذ شده از پایگاه ERA-Interim، و دمای سطح زمین ارائه شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، همبستگی دمای سطح زمین با دمای ثبت شده ایستگاهی و دمای اخذ شده از پایگاه ERA-Interim، برای ماه ژوئیه به ترتیب برابر ۰/۷۹ و ۰/۸۴ بوده است این میزان همبستگی برای ماه ژانویه برابر ۰/۴۶ و ۰/۶۲ می‌باشد. این میزان همبستگی که در همه حالات (هم برای ماه ژانویه و ژوئیه و هم برای داده‌های ایستگاهی و پایگاه ERA-Interim) گویای ارتباط و همسویی بالای بین الگوهای توزیع فضایی دمای هوا و دمای سطح زمین است که محققین دیگری از جمله خو و همکاران (۲۰۱۴)، این نتیجه را در تحقیق خود اثبات کرده‌اند. از طرف دیگر بالا بودن نسبی همبستگی دمای سطح زمین با داده‌های دمای شبکه‌بندی شده پایگاه ERA-Interim، می‌تواند ناشی از تعداد بیشتر نقاط شبکه‌بندی شده دارای دمای ثبت شده نسبت به تعداد ایستگاه‌های کشور باشد. اما در مورد بالا بودن میزان همبستگی بین دمای هوا و دمای

سطح زمین در ماه ژانویه نسبت به ژوئیه، می‌توان به تأثیرگذاری عمومی سیستم‌های سینوپتیک بزرگ مقیاس که در یک زمان بخش وسیعی از پهنه کشور را تحت تأثیر قرار داده و یک الگوی عمومی دمایی را به دمای هوای کل کشور تحمیل کرده و الگوهای محلی را کم‌رنگ و محو می‌کند اشاره کرد. نتایج حاصل از آزمون خودهمبستگی موران عمومی نیز همین نتیجه را تأیید می‌کند که در ماه ژانویه الگوهای عمومی دمای هوا و دمای سطح زمین شدیدتر از فصل گرم است. برخی محققین از جمله موتیوا و همکاران (۲۰۱۵) عکس این یافته را در تحقیق خود مشاهده کرده‌اند ایشان مشاهده کردند که ارتباط بین دمای هوا و دمای سطح زمین در تابستان و پاییز بالاتر از زمستان و اوایل بهار بود. ایشان عامل ابرناکی را در زمستان و اوایل بهار از علل اصلی کاهش همبستگی بین این دو دما در این فصل دانسته‌اند. درحالی‌که برخی محققین نظیر کلوگ و همکاران (۲۰۱۴) نشان دادند که همبستگی بین دمای هوا و دمای سطح زمین در زمستان بالاتر از تابستان است.

جدول ۵. همبستگی بین دمای هوا و دمای سطحی.

ژوئیه	ژانویه	داده	
۰/۶۲	۰/۸۴	Cor.Co.	ERA_Interim and LST
۰	۰	Sig	
۰/۴۶	۰/۷۹	Cor.Co.	Station data and LST
۰	۰	Sig	

آلبیدو و فشار، دارای همبستگی مستقیم و با دو پارامتر پوشش گیاهی و شیب دارای ارتباط معکوس است. بنابراین در ماه ژوئیه بیشینه اختلاف بین دمای هوا و دمای سطح زمین در عرض‌های شمالی کشور و در ارتفاعات (برخلاف ماه ژانویه) متمرکز است. همان‌طور که در جدول ۶ مشاهده می‌شود، در ماه ژانویه مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده اختلاف بین دمای هوا و دمای سطح زمین، شیب و ارتفاع است که به ترتیب ۱۶/۸۱٪ و ۱۲٪ این تفاوت‌ها را تبیین می‌کند. فشار و عرض جغرافیایی در این فصل نقش مهمی در این تفاوت ایجاد نمی‌کند. در این ماه هر عاملی که نقش مهم‌تری را در سرمایش سطح زمین و سرمایش هوا ایفا کند، می‌تواند دمای هوا و دمای سطح زمین را به هم نزدیک کرده و اختلاف را به حداقل برساند، ارتفاع و شیب به دلیل تأثیرگذاری در میزان دریافت تابش و افزایش هدررفت تابش بلند سطح زمین، بیشترین نقش را در سرمایش هوا و سطح زمین ایفا کرده و لذا بالاترین نقش را در کاهش اختلاف داشته‌اند. اما در ماه ژوئیه، عرض جغرافیایی و فشار نقش مهمی را در افزایش اختلاف بین دو دما دارا هستند.

#### ۴-۲. ارتباط تفاوت مطلق بین $T_a$ و LST با متغیرهای پیش‌بین در ژانویه و ژوئیه

همبستگی فضایی بین پارامترهای استفاده شده در مطالعه با تفاوت مطلق بین دمای هوا و دمای سطحی در جدول ۶ نشان داده شده است. همان‌طور که در این جدول مشاهده می‌شود، اختلاف بین دو دمای  $T_a$  و LST در ماه ژانویه به جز پوشش گیاهی، با سایر متغیرهای دیگر ارتباط معکوس دارد به این معنی که با افزایش شیب، ارتفاع، عرض جغرافیایی، آلبیدو و MSLP، اختلاف بین  $T_a$  و LST کاهش پیدا کرده و دو دمای مذکور به هم نزدیک می‌شوند. این نکته گویای آن است که اختلاف بین دمای سطح زمین و دمای هوا، در نواحی سرد، از جمله ارتفاعات و نواحی عرض‌های شمالی کشور در حالت کمینه قرار دارد و در نواحی گرم کشور یعنی بخش‌های جنوبی و کم‌ارتفاع این اختلاف در حالت بیشینه قرار دارد. در ماه ژوئیه همان‌طور که در ماتریس همبستگی جدول ۶ مشاهده می‌شود، اختلاف بین دو دمای مذکور رفتاری عکس ماه ژانویه دارد بدین معنی که همبستگی فضایی بین تفاضل دو دمای مذکور با ارتفاع، عرض جغرافیایی،

جدول ۶. همبستگی بین اختلافات دمای هوا و دمای سطحی با متغیرهای پیش‌بین.

ماه	ارتفاع	شیب	NDVI	عرض جغرافیایی	آلبیدو	MSLP	
ژانویه	$R^2$	۱۶/۸۱	۹/۶	۲/۲۵	۹	۳/۶۱	
	Cor.Co.	** - ۰/۴۱	** ۰/۳۱	** - ۰/۱۵	** - ۰/۳۰	- ۰/۱۹**	
ژوئیه	$R^2$	۷/۲۹	۳/۲۴	۹/۶۱	۰/۱۶	۹/۶۱	
	Cor.Co.	** - ۰/۲۷	** - ۰/۱۸	** ۰/۳۱	** ۰/۰۴	** ۰/۳۱	

۳-۴. تخمین  $T_a$  در ژانویه

جدول ۷ مدل‌های برآورد دمای هوا در ماه ژانویه بر مبنای پارامترهای ذکر شده برای هر یک از پوشش اراضی نشان می‌دهد. به منظور تعیین مهم‌ترین متغیر، هر پارامتر به‌طور جداگانه به مدل وارد شده است تا بر اساس ضرایب استاندارد مهم‌ترین پارامتر در کارآمدترین مدل تعیین شود. مدل‌ها در همه موارد در سطح ۰/۰۵ معنادارند. لازم به ذکر است که در مطالعه حاضر، مدل‌های رگرسیون برای پوشش‌های ۸ و ۱۱ که به ترتیب تنها ۲ و ۳ پیکسل را شامل می‌شد، تخمین زده نشد. علاوه بر حذف پوشش‌های ۸ و ۱۱ در این مطالعه، به علت تعداد اندک نمونه در پوشش اراضی ۱۲ و ۱۴ و به علت شباهت این دو پوشش به منظور افزایش تعداد نمونه‌ها، تلفیق شدند. ضریب تعیین ( $R^2$ ) و خطای استاندارد (SE) هر کدام از مدل‌های اجرا شده، برای پوشش‌های اراضی مختلف برای ماه ژانویه به ترتیب در شکل ۴ و ۵ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در ماه ژانویه مدل‌های اجرا شده در پهنه‌های با پوشش آب، مناطق شهری و نواحی با پوشش گیاهی تنک به ترتیب ۰/۹۹، ۰/۹۵ و ۰/۹۲ از تغییرات فضایی دمای هوا را در این پهنه‌ها تبیین کرده‌اند و دارای بیشترین مقدار  $R^2$  هستند. در حالی که مدل‌های اجرا شده در پهنه‌های با پوشش جنگل‌های مخلوط (mixed forest)، تنها توانست در بهترین حالت ۰/۲۷ از تغییرات فضایی دمای هوا در این پهنه را مدل کند و دارای کمترین  $R^2$  و برابر ۰/۲۷ بود (شکل ۴). بنابراین حداقل خطا مربوط به مناطق شهری (۰/۶۹ درجه سانتی‌گراد) بوده است. کارایی مدل‌ها در سه محیط مذکور یعنی پهنه‌های آبی و محیط شهری در تخمین دمای هوای ارتفاع دو متری هوا می‌تواند به دلایل متفاوتی باشد. در ماه ژانویه، بدون در نظر گرفتن خطای متوسط، حداقل خطا در بافت‌های شهری به دلیل وجود زمین پوشش‌های غیرقابل نفوذ (آسفالت و بتن)، قابلیت نفوذ و نگه‌داشت رطوبت (که پاسخ حرارتی زمین را به تابش دریافتی به تعویق می‌اندازد) را نداشته و لذا به سرعت به تغییرات در میزان دریافت انرژی پاسخ می‌دهد

و این سرعت تغییر دما در بافت‌های شهری در زمستان برآورد دمای هوا را راحت می‌کند. به عبارت دیگر در این کاربری‌ها به دلیل عدم وجود رطوبت، فاکتورهای تعیین‌کننده دما از قبیل تابش، فشار، آلبدو، ارتفاع و شیب به سرعت تأثیر واقعی خود را روی دما اعمال می‌کنند و دمای مشاهده شده به راحتی و به صورت شفاف تعامل و نقش این عوامل را نشان می‌دهد. چنین نتیجه‌ای در کار شاه و همکاران (۲۰۱۳) نیز مشاهده شد. ایشان نشان دادند که دقت برآورد  $T_a$  در مناطق شهری بیشتر از زمین‌های کشت‌زار است. در پهنه‌های با پوشش بافت‌های شهری مدل ششم بالاترین کارایی را در تخمین دما داشته است و عامل ارتفاع در این پهنه مهم‌ترین عامل برآوردگر دما بوده است (بر اساس ضرایب استاندارد شده مدل) که ناشی از تأثیر آن در تغییرات میزان دریافت انرژی تابشی می‌باشد. در پهنه‌های با پوشش آب و پهنه‌های جنگلی همگن بودن توزیع فضایی دما در این پهنه‌ها و عدم وجود تورلنس و تنوع فضایی دما در این محیط‌ها که ناشی از ظرفیت گرمایی بالای آب است و وجود تبخیر و تعرق و رطوبت بالا در هوا است، برآورد دما را راحت کرده است و لذا مدل‌های اجرا شده در پهنه‌های آبی دارای کارایی بسیار بالا و خطایی پایین (کمتر از یک درجه سانتی‌گراد) بوده است. در محیط‌های آبی عرض جغرافیایی و در محیط‌های جنگلی شیب مهم‌ترین برآوردگرهای مدل‌های برآورد دمای هوا هستند.

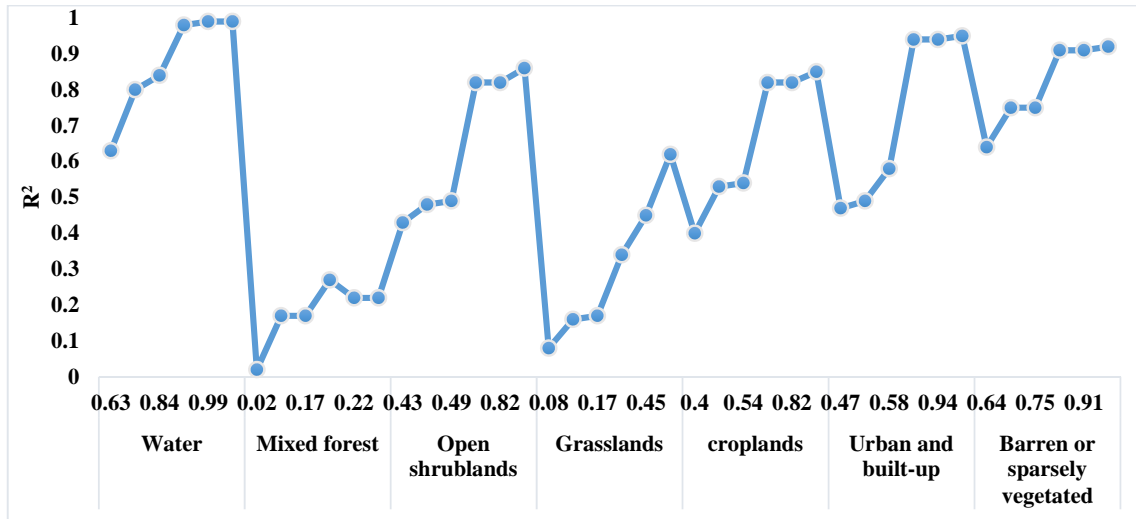
در پهنه‌های آبی آلبدو مهم‌ترین برآوردگر تغییرات دما است. از آنجاکه این پهنه‌ها (دریاچه‌های داخلی) در عرض‌های متنوعی گسترده شده‌اند، لذا موقعیت قرارگیری این پهنه‌ها میزان دریافت انرژی سطح آب و به تبع آن آلبدو را تعیین و بر دمای هوا اثر بیشترین اثر را گذاشته است. مدل‌های اجرا شده در پهنه‌های علف‌زار در ماه ژانویه با دخالت تمام برآوردگرها توانسته است ۰/۶۴ از تغییرات فضایی دما در این پهنه‌ها را تبیین کند. در این پهنه‌ها هم تغییرات فشار در ماه ژانویه، نقش مهمی در تعیین دمای هوا داشته است. تنوع سیستم‌های پرفشار و

در این پهنه‌ها در قیاس با سایر عوامل می‌تواند در میزان دریافت انرژی تابشی تأثیرگذار باشد و در تغییرات دمایی نقش مهمی ایفا کند از طرف دیگر گذار سیستم‌های سینوپتیک کم‌فشار و پرفشار متنوع در این ماه در بستر بادهای غربی از کنترل‌کننده‌های اصلی دمای این پهنه‌ها هستند.

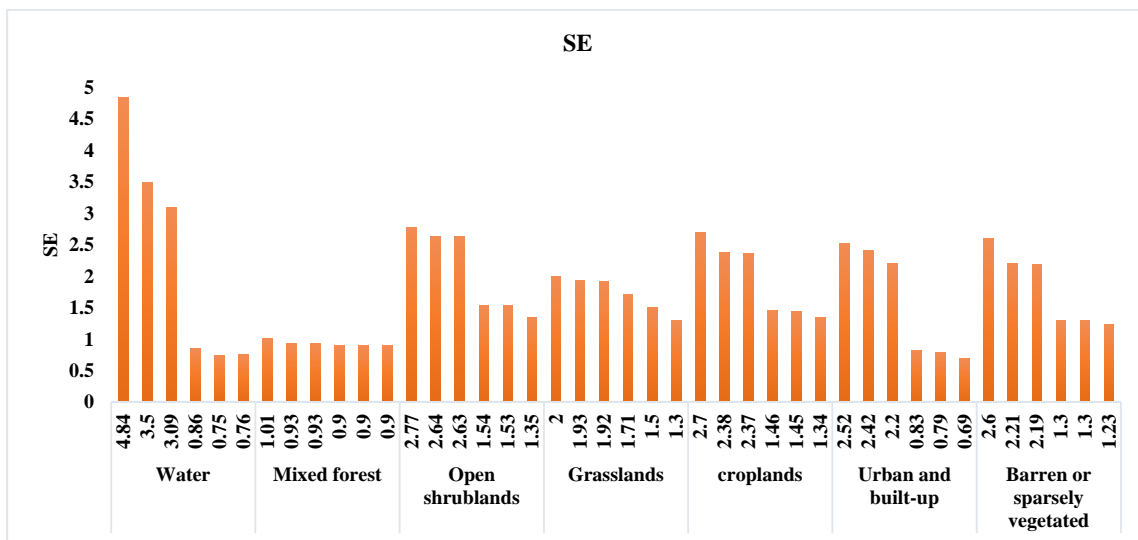
کم‌فشار مهاجر در این ماه، درحالی‌که سایر عوامل به‌نسبت ثابت هستند، باعث شده است که تغییرات فشار مهم‌ترین برآوردگر دمای این پهنه‌ها باشد. در پوشش‌های زمین‌های بایر و کشاورزی تغییرات ارتفاع و فشار سطح مهم‌ترین برآوردگرهای مدل‌های اجرا شده برای این ماه‌ها بوده‌اند. تغییرات محلی توپوگرافی

جدول ۷. مدل‌های تخمین  $T_a$  برای ماه ژانویه در هر پوشش و با توجه به تأثیر هر متغیر.

ردیف	کاربری اراضی	آغازگر	ضریب بتا (ژانویه)							خطای معیار (درجه سانتیگراد)	معتاداری	
			دمای سطحی	ارتفاع	شیب	پوشش گیاهی	عرض جغرافیایی	آلبدو	فشار سطح دریا			
۱	آب	-۷/۰۸	۰/۸۳							۴/۸۴	۰/۶۳	۱/۰۵۹۳۵E-۱۳
۲		۳/۶۳	۰/۴۷	-۰/۰۰۶	۰/۰۰۳					۳/۵	۰/۸۰	۱/۶۶۲۴۴E-۱۹
۳		۶/۶۸	۰/۳۹	-۰/۰۰۸	۰/۰۶	-۱۴/۴۱				۳/۰۹	۰/۸۴	۱/۶۸۰۷۳E-۲۱
۴		۴۵/۳۶	۰/۰۲	-۰/۰۰۵	۰/۰۱	-۲/۲۸	-۱/۰۶			۰/۸۶	۰/۹۸	۵/۷۰۸۱۶E-۲۹
۵		۴۶/۶۴	۰/۰۳	-۰/۰۰۵	۰/۰۱	-۳/۴۵	-۱/۰۳	-۱۴/۹۱		۰/۷۵	۰/۹۹	۱/۵۱۶۰۶E-۵۰
۶		۳۳۵/۹۱	۰/۰۲	-۰/۰۰۵	۰/۰۱	-۳/۵۹	-۰/۹۲	-۱۳	-۰/۲۸	۰/۸۶	۰/۹۹	۴/۴۳۲۴E-۲۹
۱	جنگل مخلوط	۱/۵۵	۰/۰۷						۱/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۶	
۲		۳/۶۶	-۰/۰۱	-۰/۰۰۳	-۰/۰۳				۰/۹۳	۰/۱۷	۴/۹۲۸۸E-۰۵	
۳		۲/۹۷	-۰/۰۱	-۰/۰۰۲	-۰/۰۳	۱/۰۲			۰/۹۳	۰/۱۷	۰/۰۰۰۱۱۷۰۳۳	
۴		۴۴/۵۳	-۰/۰۷	-۰/۰۰۰۶	-۰/۰۳	۰/۳۴	-۰/۵۵		۰/۹۰	۰/۲۷	۵/۹۵۹۰۱E-۰۶	
۵		۲۴/۹۸	-۰/۰۷	-۰/۰۰۰۶	-۰/۰۲	۰/۲۹	-۰/۵۴	-۲/۱۴	۰/۸۰	۰/۲۲	۱/۷۲۰۷۱E-۰۵	
۶		-۳۲۵/۳۲۵	-۰/۰۷	-۰/۰۰۰۶	-۰/۰۲	۰/۴۸	-۰/۵۵	-۴	۰/۸۰	۰/۲۲	۳/۴۲۳۲E-۰۵	
۱	بوته زار باز	-۲/۳۸	۰/۴۸						۲/۷۷	۰/۴۳	۴/۹۰۳۳E-۲۵۸	
۲		-۱/۱۳	۰/۴۴	-۰/۰۰۰۹	۰/۰۹				۲/۶۴	۰/۴۸	۱/۵E-۳۰۱	
۳		-۲/۳۳	۰/۴۵	-۰/۰۰۰۵	۰/۰۸	۴/۵			۲/۶۳	۰/۴۹	۳/۹۸۶۱E-۳۰۳	
۴		۳۵/۰۲	۰/۱۳	-۰/۰۰۲	۰/۰۴	-۳	-۰/۸۶		۱/۵۴	۰/۸۲	۰	
۵		۳۹/۰۹	۰/۱۱	-۰/۰۰۳	۰/۰۴	-۱/۷۴	-۰/۸۷	-۱۶/۳۹	۱/۵۳	۰/۸۲	۰	
۶		۱۶۱۲/۴۲	۰/۰۹	-۰/۰۰۲	۰/۰۴	-۴/۴۱	-۰/۲۲	-۱۸/۹۲	۱/۳۵	۰/۸۶	۰	
۱	علفزار	-۲	۰/۱۳						۴	۰/۰۸	۴/۴۱۶۳E-۳۸	
۲		-۳/۸۷	۰/۱۸	۰/۰۰۰۳	۰/۰۵				۱/۹۳	۰/۱۶	۱/۱۵۶۸۵E-۷۲	
۳		-۴/۷۲	۰/۱۹	-۰/۰۰۰۵	۰/۰۵	۳/۱۸			۱/۹۲	۰/۱۷	۴/۷۰۴۰۵E-۷۶	
۴		۱۵/۶۸	۰/۱۴	-۰/۰۰۰۳	۰/۰۵	۵/۲	-۰/۵		۱/۷۱	۰/۲۴	۳/۱۶۸۹E-۱۶۵	
۵		۲۲/۷۳	۰/۰۷	-۰/۰۰۰۵	۰/۰۵	۴/۸۹	-۰/۳۸	-۴۹/۲۷	۱/۵	۰/۴۵	۱/۶۹۰۲E-۲۳۷	
۶		۲۶۸۵/۵	۰/۰۵	-۰/۰۰۰۴	۰/۰۳	۱/۱۴	۰/۲۳	-۳/۱۷	۱/۳	۰/۶۲	۰	
۱	کشتزار	-۵/۲	۰/۵۶						۲/۷	۰/۲۰	۸/۹۴۰۶E-۵۱	
۲		-۰/۹۷	۰/۳۹	-۰/۰۰۲	۰/۰۳				۲/۳۸	۰/۵۳	۱/۰۱۱۷۴E-۷۱	
۳		۰/۵۵	۰/۳۷	-۰/۰۰۲	۰/۰۴	-۲/۹۱			۲/۳۷	۰/۵۴	۶/۳۷۳۵E-۷۲	
۴		۳۶/۸۵	۰/۰۵	-۰/۰۰۴	۰/۱	-۱/۳۷	-۰/۸۷		۱/۴۶	۰/۸۲	۱/۴۲۵E-۱۵۹	
۵		۳۴/۶۴	۰/۰۶	-۰/۰۰۴	۰/۰۹	-۰/۹۹	-۰/۸۶	۸/۹	۱/۴۵	۰/۸۲	۲/۰۸۷۴E-۱۵۹	
۶		۱۴۵۰/۷	۰/۰۴	-۰/۰۰۳	۰/۰۷	-۱/۸۴	-۰/۴۳	۸/۱۴	۱/۳۴	۰/۸۵	۸/۶۴۲E-۱۷۳	
۱	شهری و ساخته شده	-۶/۸۳	۰/۶						۲/۵۲	۰/۴۷	۰/۰۰۰۲۵۱۵۷۲	
۲		-۱/۸۷	۰/۴۳	-۰/۰۰۱	-۰/۱				۲/۴۲	۰/۴۹	۰/۰۰۱۰۱۵۳۸	
۳		۴/۴۵	۰/۳۱	-۰/۰۰۳	-۰/۰۱	-۱۲			۲/۲	۰/۵۸	۰/۰۰۰۳۳۱۸۸۸	
۴		۳۷/۴۱	۰/۰۸	-۰/۰۰۴	۰/۱۹	-۱/۰۵	-۰/۸۳		۰/۸۳	۰/۹۴	۸/۶۶۰۲۵E-۱۱	
۵		۳۱/۷۵	۰/۱۳	-۰/۰۰۴	۰/۱۳	-۸/۳۳	-۰/۸۳	۱۹/۶۸	۰/۷۹	۰/۹۴	۲/۲۲۸۶E-۱۰	
۶		۱۰۴۰/۷	۰/۱۱	-۰/۰۰۴	۰/۱۱	-۷/۹	-۰/۵	۲۱/۳	۰/۶۹	۰/۹۵	۱/۵۶۲۳E-۱۰	
۱	بایر و پوشش گیاهی تنک	-۶/۵	۰/۶۶						۲/۶	۰/۶۴	۰	
۲		-۰/۵۳	۰/۴۹	-۰/۰۰۲	۰/۱۹				۲/۲۱	۰/۷۵	۰	
۳		-۱/۹	۰/۵	-۰/۰۰۲	۰/۱۸	۱۰/۵۵			۲/۱۹	۰/۷۵	۰	
۴		۳۹/۱۵	۰/۰۷	-۰/۰۰۳	۰/۱	-۳/۲۴	-۰/۹۱		۱/۳	۰/۹۱	۰	
۵		۳۹/۵	۰/۰۶	-۰/۰۰۳	۰/۱	-۳/۱۳	-۰/۹	-۲/۶۹	۱/۳	۰/۹۱	۰	
۶		۱۲۳۵/۹۲	۰/۰۱	-۰/۰۰۳	۰/۰۹	-۳/۴	-۰/۴۳	-۶/۶	۱/۲۳	۰/۹۲	۰	



شکل ۴. ضریب تعیین مدل تخمین  $T_a$  در هر پوشش برای ماه ژانویه.



شکل ۵. خطای استاندارد مدل تخمین  $T_a$  در هر پوشش برای ماه ژانویه.

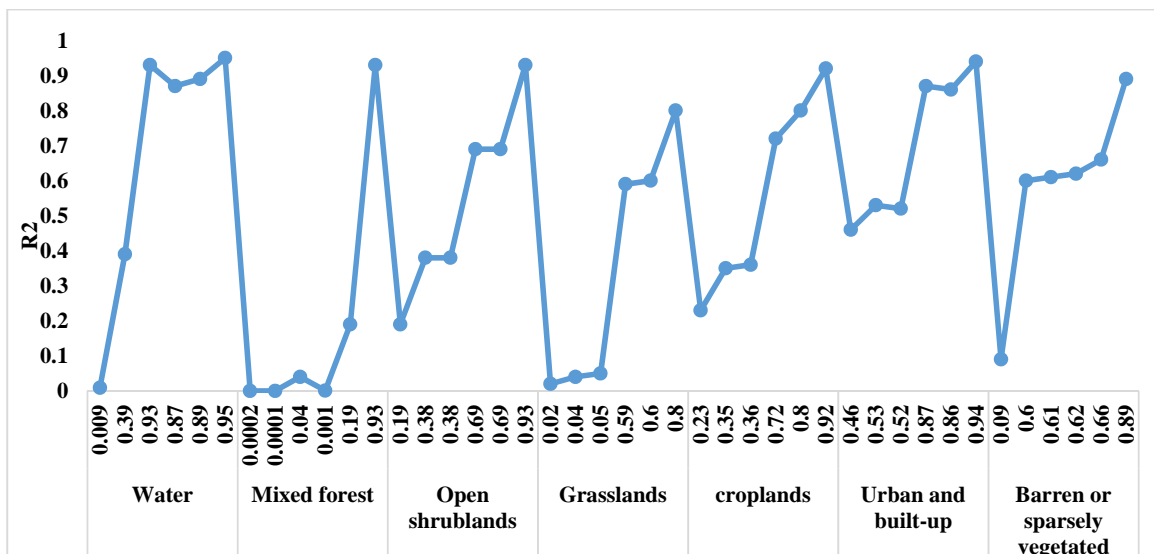
#### ۴-۴. تخمین $T_a$ در ژوئیه

جدول ۸ مدل‌های تخمین  $T_a$  بر اساس پارامترهای ذکر شده برای هر پوشش اراضی و با ورود مرحله به مرحله پارامترها در مدل را در ماه ژوئیه نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بالاترین میزان کارایی مدل‌ها در پهنه‌های با پوشش سطحی آب (ضریب تعیین ۰/۹۵) و سپس مناطق شهری (ضریب تعیین ۰/۹۴) مشاهده شد. در این ماه نیز به دلیل رفتار عمومی

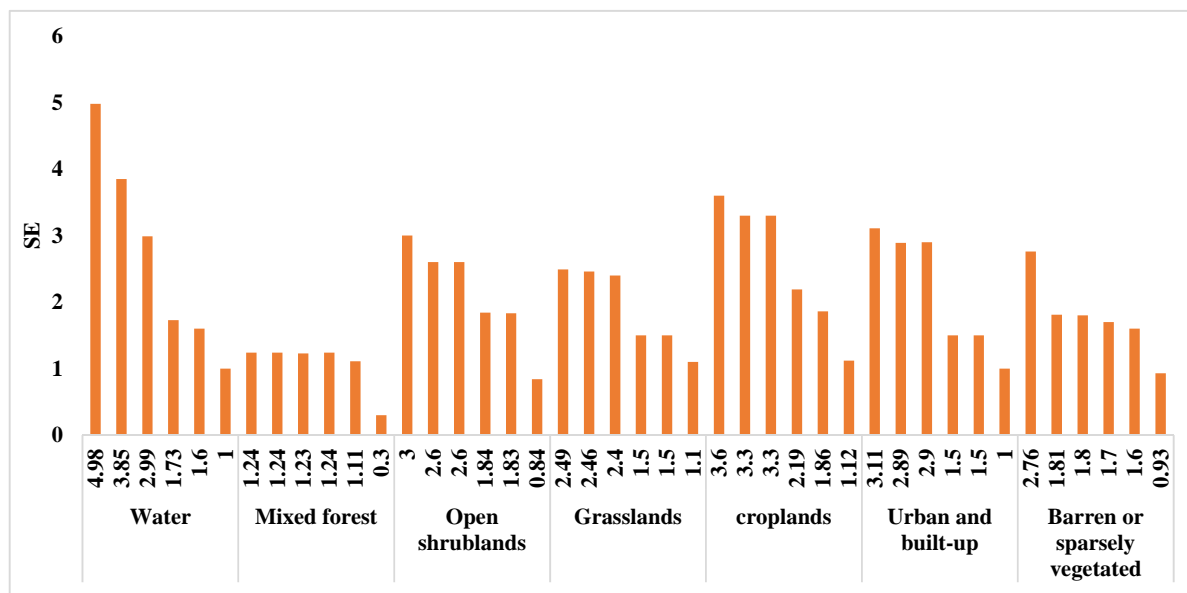
پهنه‌های آبی که دارای نوسانات دمایی کمی است و از نوسان شدید لایه هوای بالای خود نیز جلوگیری می‌کند، و این همگی بودن توزیع دما در سطح پهنه‌های آبی، تخمین دما را در سطح پهنه‌های آبی راحت می‌کند. میزان ضریب تعیین مدل‌های رگرسیون اجرا شده در طبقه کاربری اراضی جنگل‌های مخلوط و بوته‌زارهای باز (۹۳٪) محاسبه شد (شکل ۶) و حداقل خطا در جنگل‌های مخلوط (۰/۳ درجه سانتی‌گراد) می‌باشد (شکل ۷).

جدول ۸. مدل‌های تخمین  $T_a$  برای ماه ژوئیه در هر پوشش و با توجه به تأثیر هر متغیر.

شماره	کاربری اراضی	آغازگر	ضریب بتا (ژوئیه)							خطای معیار (درجه سانتیگراد)	معناداری
			دمای سطحی	ارتفاع	شیب	پوشش گیاهی	عرض جغرافیایی	آلبدو	فشار سطح دریا		
۰/۴۷۹۱۷۷۶۸	آب	۲۵/۱۶	۰/۰۶						۴/۹۸	۰/۰۰۹	
۱/۲۹۶۱۱E-۰۶		۲۷/۱۶	۰/۱۲	-۰/۰۰۵	-۰/۰۱				۳/۸۵	۰/۳۹	
۱/۰۳۱۸۸E-۱۱		۲۸/۷۶	۰/۱۳	-۰/۰۰۶	۰/۰۶	-۲۰/۱۶			۲/۹۹	۰/۹۳	
۴/۶۰۲۰۶E-۲۳		۵۱/۹	۰/۰۸	-۰/۰۰۲	-۰/۰۰۱	-۸/۵	-۰/۷۲		۱/۷۳	۰/۸۷	
۱/۲۹۷۱۷E-۲۳		۴۷/۲۹	۰/۱	-۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	-۷/۴۲	-۰/۷	-۲۰/۳۳	۱/۶	۰/۸۹	
۱/۵۷۷۹۵E-۳۱		۱۱۲۹/۵۲	۰/۰۲	-۰/۰۰۱	-۰/۰۰۳	۳	۰/۱۲	۱۶/۷۵	۱	۰/۹۵	-۰/۰۱
۰/۸۷۲۲۲۵۰۰۲	جنگل مخلوط	۲۳/۷۴	-۰/۰۰۹						۱/۲۲	۰/۰۰۰۲	
۰/۳۶۹۶۶۰۳۷۳		۲۵/۶۴	-۰/۰۰۱	-۰/۰۰۱	-۰/۰۱				۱/۲۲	۰/۰۰۰۱	
۰/۳۴۱۹۳۴۶۵۱		۲۷/۶۷	-۰/۰۰۶	-۰/۰۰۳	-۰/۰۱	-۱/۹۳			۱/۲۳	۰/۰۴	
۰/۴۰۴۲۵۲۷۳۲		۳۴/۷۲	-۰/۰۰۷	-۰/۰۰۴	-۰/۰۱	-۲/۲	-۰/۱		۱/۲۴	۰/۰۰۱	
۰/۰۰۰۱۱۶۵۶۷		۵	-۰/۰۰۶	-۰/۰۰۳	-۰/۰۲	۰/۳۷	۴۴		۱/۱۱	۰/۱۹	
۳/۲۸۱۸۱E-۵۸		۱۸۹۸	۰/۰۰۹	۰/۰۰۲	-۰/۰۰۱	-۰/۱۵	۰/۳	۱۹/۱۱	۰/۳	۰/۹۳	-۰/۰۲
۷/۳۱۹۸۹E-۹۸	بوته زار باز	۱۲/۷	۰/۳۵						۳	۰/۱۹	
۱/۲۷۸E-۲۲		۲۴/۴	۰/۱۶	-۰/۰۰۲	۰/۰۸				۲/۶	۰/۳۸	
۲/۰۸۴۱E-۲۲۱		۲۴/۷	۰/۱۶	-۰/۰۰۲	۰/۰۸	-۰/۹			۲/۶	۰/۳۸	
۰		۵۰	۰/۱۱	-۰/۰۰۳	۰/۰۵	-۲/۲	-۰/۶۵		۰/۸۴	۰/۶۹	
۰		۲۶/۵	۰/۱۱	-۰/۰۰۳	۰/۰۴	-۳	-۰/۶۴	۰/۱۵	۱/۸۳	۰/۶۹	
۰		۱۲۲۴/۳۸	-۰/۰۰۷	-۰/۰۰۵	-۰/۰۰۳	-۸/۸۳	۰/۴۲	-۱۳	۰/۸۴	۰/۹۳	-۰/۰۱
۴/۰۴۶۱E-۱۱	غلفزار	۲۰/۲۵	۰/۰۹						۲/۴۹	۰/۰۲	
۱/۱۱۸۸۴E-۱۸		۱۶/۵	۰/۱۴	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶				۲/۴۶	۰/۰۴	
۵/۸۵۱۷۴E-۲۴		۱۹	۰/۱۲	۰/۰۰۵	۰/۰۱	-۴/۸			۲/۴	۰/۰۵	
۰		۶۳/۳	۰/۰۵	-۰/۰۰۹	۰/۰۱	-۱	-۱		۱/۵	۰/۵۹	
۰		۵۸/۴	۰/۰۵	-۰/۰۰۹	۰/۰۱	-۰/۴۶	-۱	۱۸/۳۶	۱/۵	۰/۶	
۰		۹۱۹/۱	-۰/۰۰۲	-۰/۰۰۵	۰/۰۰۷	-۱/۲	-۰/۱۶	۱/۵	۱/۱	۰/۸	-۰/۰۱
۵/۵۹۷۸۲E-۲۶	کشتزار	۵/۵	۰/۴۷						۳/۶	۰/۲۳	
۱/۱۷۴۶E-۳۸		۴/۶	۰/۵	-۰/۰۰۲	-۰/۰۳				۳/۳	۰/۳۵	
۱/۳۶۲۱۵E-۳۹		۱۰/۶	۰/۴۵	-۰/۰۰۲	-۰/۰۲	-۶/۱۵			۳/۳	۰/۳۶	
۳/۴۴۳۷E-۱۱۲		۵۵/۸	۰/۲۷	-۰/۰۰۳	۰/۰۸	-۴/۷	-۱		۲/۱۹	۰/۷۲	
۷/۶۱۳E-۱۴۰		۳۹/۹	۰/۱۲	-۰/۰۰۳	۰/۰۶	-۲/۷	-۰/۸۳	۷۰/۷	۱/۸۶	۰/۸۰	
۱/۲۱۳E-۲۲۷		۹۹۲/۱۴	۰/۰۲	-۰/۰۰۱	۰/۰۱	-۲/۹	-۰/۱۱	۲۴/۵	۱/۱۲	۰/۹۲	-۰/۰۱
۰/۰۰۰۲۱۱۹۴۳	شهری و ساخته شده	-۸/۳	۰/۷۶						۳/۱۱	۰/۴۶	
۰/۰۰۰۴۹۹۷۷۷		-۶/۷	۰/۷۹	-۰/۰۰۲	-۰/۲۶				۲/۸۹	۰/۵۳	
۰/۰۰۱۴۲۹۲۱		۱/۶۸	۰/۶۵	-۰/۰۰۲	-۰/۲	-۷/۱۲			۲/۹	۰/۵۲	
۶/۰۰۱۲۷E-۰۸		۵۹/۹۵	۰/۲۵	-۰/۰۰۴	-۰/۰۰۷	-۱۵	-۱		۱/۵	۰/۸۷	
۲/۹۵۰۷E-۰۷		۵۶/۱۴	۰/۲۲	-۰/۰۰۳	-۰/۰۲	-۱۴/۳۹	-۱	۱۹/۳	۱/۵	۰/۸۶	
۲/۱۰۲۶E-۰۹		۸۸۷/۲۱	۰/۱۸	-۰/۰۰۱	۰/۰۳	-۸/۱	-۰/۱۳	-۸	۱	۰/۹۴	-۰/۰۰۹
۹/۱۰۳۳E-۱۱۶	بایر و پوشش گیاهی تنک	۲۱/۷	۰/۲۱						۲/۷۶	۰/۰۹	
۰		۲۹/۳۱	۰/۱۳	-۰/۰۰۳	۰/۱۱	-۴/۵			۱/۸۱	۰/۶۰	
۰		۲۹/۸۸	۰/۱۳	-۰/۰۰۳	۰/۱۱	-۳/۹	-۰/۱۳		۱/۸۰	۰/۶۱	
۰		۳۲/۷	۰/۱۵	-۰/۰۰۳	۰/۱	-۳/۹	-۰/۱۳		۱/۷	۰/۶۲	
۰		۳۰/۵	۰/۱۳	-۰/۰۰۳	۰/۰۹	-۶/۵	-۰/۲۵	۳۴/۹۱	۱/۶	۰/۶۶	
۰		۱۲۴۶/۲۱	۰/۰۴	-۰/۰۰۰۶	۰/۰۳	-۳/۹۸	-۰/۵۸	۸/۲۸	۰/۹۳	۰/۸۹	-۰/۰۱



شکل ۶. ضریب تعیین مدل تخمین  $T_a$  در هر پوشش برای ماه ژوئیه.



شکل ۷. خطای استاندارد مدل تخمین  $T_a$  در هر پوشش برای ماه ژوئیه.

مدل‌ها). در زمینه تأثیر پوشش اراضی در مدل‌سازی دمای هوا، می‌توان به کار خو و همکاران (۲۰۱۴) اشاره کرد که در تحقیق خود دمای هوا را به صورت عمومی با خطای کلی ۲/۴۱ درجه سانتی‌گراد برای بریتیش کلمبیا برآورد کردند. ایشان عدم دخالت لایه اطلاعاتی پوشش اراضی را از دلایل عمده این میزان خطا دانستند. نتیجه این مطالعه همچنین نشان می‌دهد که پس از جنگل‌های مخلوط، حداقل خطا در بوته‌زارهای باز و حداکثر خطا در

این بخش از یافته‌های تحقیق، در مطالعه شی و همکاران (۲۰۱۷) نیز مورد تأیید قرار گرفته است. ایشان نشان دادند که در تابستان بیشترین و کمترین خطاها در جنگل‌های کوهستانی و مناطق شهری در دلتای رودخانه یانگ تسه چین رخ می‌دهد. به جز در پهنه‌های جنگلی که مهم‌ترین برآوردگر دمای هوا، میزان آلبدوی تاج پوشش جنگل است، در سایر کاربری‌ها عامل فشار مهم‌ترین برآوردگر تخمین دما بوده است (براساس ضرایب استاندارد شده



کشت‌زار و علف‌زار محاسبه شده است. در همه پوشش‌های اراضی بهترین مدل، مدل ششم است که تمام پارامترها را در نظر گرفته است.

در این ماه، در سطح زمین در بخش‌های وسیعی از کشور به دلیل تابش زیاد و گرمایش شدید سطحی، کم‌فشارهای حرارتی با ارتفاع کم و چسبیده به زمین شکل می‌گیرد که ناشی از گرمایش بیش از حد سطح زمین است. این تابش شدید و گرمایش زیاد که منجر به شکل‌گیری یک کم‌فشار سطحی عمومی در بخش بسیار وسیعی از کشور می‌شود، به‌عنوان یک عامل عمومی، تأثیر پوشش اراضی (هر نوع پوششی) را کم‌رنگ می‌کند. به‌عبارت‌دیگر در این ماه به‌دلیل غالب بودن گرمایش شدید سطحی نقش عوامل میکرواقليمی مانند پوشش اراضی، ارتفاع، شیب و پوشش گیاهی کمتر در دمای هوا ظاهر می‌شود و همه آنها در نقش عمومی تابش شدید و کم‌فشار سطح زمین محو می‌شوند. در جدول ۹ کارآمدترین مدل‌ها و مؤثرین متغیر (بر اساس ضرایب استاندارد شده) ارائه شده است.

#### ۵. خلاصه و نتیجه‌گیری

دمای هوا یکی از مهم‌ترین متغیرهای محیطی و اقلیم شناختی است که آگاهی از توزیع زمانی-مکانی آن بسیار حائز اهمیت است. نظر به کم بودن تعداد ایستگاه‌های هواشناسی و توزیع نامناسب آنها در سطح کشور، توزیع زمانی-مکانی دما، توسط شبکه‌های ایستگاهی کشور نمی‌تواند برآورد دقیق از وضعیت حرارتی کشور به‌دست

دهد. لذا هدف اصلی مطالعه حاضر، توسعه مدل برآورد دمای هوا در ماه ژانویه و ژوئیه با استفاده از یک‌سری متغیرهای پیش‌بین شامل، دمای سطح زمین، ارتفاع، شیب، پوشش گیاهی، عرض جغرافیایی، آلبیدو و فشار متوسط سطح دریا در بستر پوشش‌های اراضی مختلف است. نتایج حاصل از همبستگی دمای هوا و دمای سطح زمین به‌صورت عمومی بیانگر ارتباط معنی‌دار بالایی برای هر دو ماه مذکور بود که محققین دیگری از جمله خو و همکاران (۲۰۱۴)، این نتیجه را در تحقیق خود اثبات کرده‌اند. مدل‌های برآوردگر در بستر هر کاربری نشان دادند که در ماه ژانویه عوامل متعددی از قبیل ارتفاع (در پوشش‌های زمین‌های بایر، بافت‌های شهری و پهنه‌های کشاورزی) فشار (در پوشش‌های علف‌زارها و بوته‌زارها)، شیب پوشش جنگلی و عرض جغرافیایی پهنه آبی مهم‌ترین برآوردگرهای دمای هوا هستند. درحالی‌که در ماه ژوئیه با غلبه شرایط پرفشار جنب حاره و صاف بودن آسمان، دریافت انرژی تابشی در واحد سطح بسیار بالا رفته و در سطح زمین یک کم‌فشار حرارتی چسبیده به زمین با ارتفاع کم در بخش وسیعی از پهنه کشور تشکیل شده و این عامل اقلیمی ناشی از گرمایش شدید سطح زمین نقش عوامل میکرواقليمی از قبیل ارتفاع و شیب و لندکاور را به‌حداقل رسانده و تأثیر آنها را در دمای هوا کم‌رنگ می‌کند. لذا در ماه ژانویه عامل فشار مهم‌ترین برآوردگر تغییرات فضایی دمای هوا در پهنه ایران است.

جدول ۹. بهترین مدل و مؤثرترین متغیر پیش‌بین در تخمین  $T_a$  بر اساس هر پوشش.

ژوئیه		ژانویه		نوع پوشش سطح
مؤثرترین متغیر	بهترین مدل	مؤثرترین متغیر	بهترین مدل	
فشار سطح دریا	مدل ششم	آلبیدو	مدل پنجم	Water
آلبیدو	مدل ششم	عرض جغرافیایی	مدل چهارم	Mixed forest
فشار سطح دریا	مدل ششم	فشار سطح دریا	مدل ششم	Open shrublands
فشار سطح دریا	مدل ششم	فشار سطح دریا	مدل ششم	Grasslands
فشار سطح دریا	مدل ششم	ارتفاع	مدل ششم	Croplands
فشار سطح دریا	مدل ششم	ارتفاع	مدل ششم	Urban and Built-up
فشار سطح دریا	مدل ششم	ارتفاع	مدل ششم	Barren or sparsely vegetated

مراجع

- سنجده MODIS، بیست و دومین همایش ملی ژئوماتیک.
- پرویز، ل.، خلقی، م. و ولزاده، خ.، ۱۳۸۹، تخمین دمای هوا با استفاده از روش شاخص پوشش گیاهی-دما (TVX)، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک، سال پانزدهم، شماره پنجاه و ششم، ۲۱-۳۳.
- Benali, A., Carvalho, A. C., Nunes, J. P., Carvalhais, N. and Santos, A., 2012, Estimating air surface temperature in Portugal using MODIS LST data. *Remote Sens. Environ.*, 124, 108-121.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andae, U., Balsameda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., Van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Holm, E. V., Isaksen, L., Kallberg, P., Kohler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., Rosnay, P. de, Tavolato, C., Thepaut, J.-N. and Vitrat, F., 2011, The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553-597, DOI:10.1002/qj.828.
- Friedl, M. A., Sulla-Menashe, D., Tan, B., Schneider, A., Ramankutty, N., Sibley, A. and Huang, X., 2010, MODIS Collection 5 global land cover: Algorithm refinements and characterization of new datasets. *Remote Sens. Environ.*, 114, 168-182.
- Ghasemi, A., 2015, Changes and trends in maximum, minimum and mean temperature series in Iran. *Atmos. Sci. Lett.*, 16, 366-372.
- Huete, A., Justice, C. and Leeuwen, W. V., 1999, Modis vegetation index (mod 13), algorithm theoretical basis document, version 3. University of Virginia Department of Environmental Sciences Clark Hall, Charlottesville, VA 22903.
- Janatian, N., Sadeghi, M., Sanaeinejad, S. H., Bakhshian, E., Farid, A., Hasheminia, S. M. and Ghazanfari, S., 2016, A statistical framework for estimating air temperature using MODIS land surface temperature data. *Int. j. climatol.*, 37, 1181-1194.
- Kloog, I., Nordio, F., Coull, B. A. and Schwartz, J., 2014, Predicting spatiotemporal mean air temperature using MODIS satellite surface temperature measurements across the Northeastern USA. *Remote Sens. Environ.*, 150, 132-139.
- Mooney, P. M., Mulligan, F. J. and Fealy, R., 2011, Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalysis data with observed surface air temperatures over Ireland. *Int. j. climatol.*, 31, 545-557.
- Moradi, M., Salahi, B. and Masoodian, S. A., 2016, Land surface temperature zoning of Iran with MODIS data. *Journal of natural environment hazards*, 5, 101-116.
- Mutiibwa, D., Strachan, S. and Albright, T., 2015, Land Surface Temperature and Surface Air Temperature in Complex Terrain. *Journal of selected topics in applied earth observation and remote sensing*, 8, 4762 - 4774, doi: 10.1109/JSTARS.2015.2468594.
- Phan, T. N., Kappas, M. and Degener, J., 2017, Different combination of MODIS land surface temperature data for daily air surface temperature estimation in North West Vietnam. *Geophysical Research Abstracts*, 19, 5213-1.
- Revadekar, J. V., Hameed, S., Collins, D., Manton, M., Shikh, M., Bogaonkar, H. P., Kothawale, D. R., Adnan, M., Ahmed, A. U., Ashraf, J., Baidya, S., Islam, N., Jayasinghearachchi, D., Manzoor, N., Premalal, K.H.M.S. and Shreshta, M. L., 2013, Impact of altitude and latitude on changes in temperature extremes over South Asia during 1971-2000. *Int. j. climatol.*, 33, 199-209.
- Shah, D. B., Pandya, M. R., Trivedi, H. J. and Jani, A. R., 2013, Estimating minimum and maximum air temperature using MODIS data over Indo-Gangetic Plain. *J. Earth Syst. Sci.*, 122, 1593-1605.
- Shen, S. and Leptoukh, G. G., 2011, Estimation of surface air temperature over central and eastern Eurasia from MODIS land surface temperature. *Environ. Res. Lett.*, 6, 045206.
- Shi, Y., Jiang, Z., Dong, L. and Shen, S., 2017,

- Statistical Estimation of High-Resolution Surface Air Temperature from MODIS over the Yangtze River Delta, China. *Journal of meteorological research*, 31, 448-454.
- Sun, H., Chen, Y., Gong, A., Zhao, X., Zhan, W. and Wang, M., 2014, Estimating mean air temperature using MODIS day and night land surface temperatures. *Theor. Appl. Climatol.*, 118, 81–92.
- Vancutsem, C., Ceccato, P., Dinku, T. and Connor, S. J., 2010, Evaluation of MODIS land surface temperature data to estimate air temperature in different ecosystems over Africa. *Remote Sens. Environ.*, 114, 449-465.
- Wan, Z., 1999, MODIS Land-Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document (LST ATBD), v.3.3
- Wan, Z. and Dozier, J., 1989, Land-surface temperature measurement from space: physical principles and inverse modeling. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 27, 3, 268-278.
- Wenbin, Z., Aifeng, L. and Shaofeng, J., 2013, Estimation of daily maximum and minimum air temperature using MODIS land surface temperature products. *Remote Sens. Environ.*, 130, 62-73.
- Xu, Y., Knudby, A. and Chak, H. H., 2014, Estimating daily maximum air temperature from MODIS in British Columbia, Canada. *Int. J. Remote Sens.*, 35, 8108-8121.

## Evaluation of estimator variables in air temperature estimation in January and June based on land cover

Mohammadi, Ch.<sup>1</sup>, Farajzadeh, M.<sup>2\*</sup>, Ghavidel Rahimi, Y.<sup>3</sup> and Aliakbari-Bidokhti, A. A.<sup>4</sup>

1. Ph.D. Student, Department of Physical Geography, Faculty of Humanities, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

2. Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Humanities, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

3. Associate Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Humanities, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

4. Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 10 March 2018, Accepted: 25 Sep 2018)

### Summary

The near-surface temperature,  $T_s$  measured by ground stations provides limited information on the spatial distribution of  $T_a$  pattern. A correct estimation of  $T_a$  distribution pattern is necessary for a wide range of applications such as hydrology, ecology, meteorology (Wenbin et al., 2013) and biology of vector-borne diseases. In this study, near-surface air temperatures ( $T_a$ ) using environmental parameters including land surface temperature (LST), altitude, slope, vegetation, latitude, albedo, and mean sea level pressure (MSLP), were estimated for January and July in the period 2001-2015 for Iran. In this study, due to the use of different data sources with different spatial resolutions, all maps were converted to the same spatial resolution of Era-Interim (0.125°). Then spatial distributions of  $T_a$  and LST were determined. The spatial distribution patterns of these two components were also determined by applying the Moran spatial autocorrelation index. Finally, according to the land cover, multivariate regression models are presented for estimating  $T_a$  based on seven parameters, including LST, altitude, slope, vegetation and latitude, albedo and MSLP. In the following, the characteristics of each of these data are also described. Standardized regression coefficients were used to determine the most important estimator in each land cover. The correlation between the parameters involved in the study with the absolute difference between the air and surface temperature are negative in January, which means that by increasing, slope, altitude, NDVI, latitude, albedo and MSLP, the difference is reduced and vice versa. Nonetheless, this kind of relationship is not valid in the whole study area, and there are some exceptions. In July the relationship between this difference and slope and NDVI is positive, which means that with increasing altitude, latitude, albedo and MSLP, the differences also increase. In January, waters (99%), urban areas (95%), and barren or sparsely vegetated (92%) have the highest  $R^2$ . While, mixed forests had the lowest  $R^2$  equal to 27% (Figure 4). The least errors are related to urban areas (0.69 °C), water (0.75 °C), and then forest areas (0.9 °C). The highest errors were observed in cropland and open shrubland equal to 1.35°C and 1.34°C. The highest  $R^2$  was calculated for water (95%), urban areas (94%), mixed forest and open shrubland (93%). The least error occurred in mixed forest (0.3°C). The main objective of the present study was to develop a model of air temperature estimation from surface temperature and other auxiliary variables (elevation, slope, vegetation, latitude, land cover, albedo and mean sea level pressure). Regression models were presented for estimating  $T_a$  in monthly scale. The results can be summarized as: Between the air and surface temperature, the most variability is related to the  $T_a$  which in the region of Iran has an annual variation coefficient of 92% in January and 41% in July. In January, slope and altitude are the most important variables in the estimation model so that up to 16% and 12% can explain LST- $T_a$  differences, respectively, while latitude and MSLP are the most important variables in July so that each one of them explains up to 9.6% of these differences in July. The role of land cover in estimating  $T_a$  is very important. In addition, the number of pixels located on each land cover category can also play a decisive role in estimation model. Category of water, urban and barren area in January, exhibited the highest  $R^2$  of 99%, 95% and 92%, respectively. The lowest  $R^2$  (approximately 27%) is related to grassland and mixed forest. In July, the highest  $R^2$  is related to water and urban areas about 95 and 94%.  $R^2$  of grassland increases by approaching summer. The lowest error is recorded for urban area, water and mixed forest in January while the lowest error is related to mixed forest, open shrubland and barren areas in July. The accuracy of estimation models varies according to the months and the land cover. Based on standardized regression coefficients, in January altitude (in barren, urban and cropland area) mean sea level pressure (in grassland and shrubland), slope of mixed forest area and latitude in water area were of great importance in air temperature estimation. While, in June, due to presence of low pressure under in Iran, the role of local climatic factors has been minimized and mean sea level pressures was the most important estimator almost in all landcovers.

**Keywords:** Air temperature estimation, Land surface temperature, Regression, Estimator variables.

\* Corresponding author:

farajzam@modares.ac.ir