تخمین دمای هوا با استفاده از روش شاخص پوشش گیاهی- دما (TVX)

لاله پرویز[۱*]، مجید خلقی[۱] و خلیل ولیزاده[۲]

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۸/۱۰ ؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۱۱/۱۱)

چکیده

تعیین دمای هوا در محاسبات بیلان انرژی، مطالعات هیدرولوژیکی و هواشناسی از اهمیت چشمگیری برخوردار است. در این میان تعداد محدود ایستگاه‌های هواشناسی جهت تعیین دمای هوا در مقیاس‌های بزرگ مکانی از جمله مشکلات پیشرو است. استفاده از فناوری سنجش از دور به دلیل دید وسیع و یکپارچه و به روز بودن تصاویر ماهواره‌ای، گزینه مناسبی در برآورد این پارامتر به نظر می‌رسد. در این تحقیق از هم‌بستگی منفی بین داده‌های دمای سطح زمین و شاخص پوشش گیاهی (NDVI) در قالب روش TVX برای تعیین دمای هوا استفاده شده است که فرضیه روش، تقریب دمای هوا با دمای پوشش گیاهی انبوه و متراکم می‌باشد. به منظور بررسی عملکرد روش TVX در برآورد دمای هوا از تصاویر ماهواره‌ای سنجنده MODIS حوضه آبریز سفیدرود در سال‌های ۱۳۸۱-۱۳۸۲-۱۳۸۴ استفاده شده است. الگوریتم پنجره مجزا توسعه داده شده توسط پرایس در محاسبه دمای سطح زمین به کار گرفته شده است. متوسط اختلاف بین دمای سطح زمین واقعی و حاصل از الگوریتم پرایس در حدود ۶/۲ درجه سانتی‌گراد است، بالطبع این میزان خطا می‌تواند در مقادیر دمای هوا تأثیر داشته باشد. به علت استفاده از شاخص NDVI در روش TVX، روش نسبت به تراکم پوشش گیاهی دارای حساسیت است به طوری که در مناطق با تراکم کم پوشش گیاهی، میزان خطا افزایش پیدا می‌کند. تغییرات حدود ۴ درصد دمای هوا نسبت به افزایش ماکزیمم NDVI به میزان ۰/۰۵، مبین عملکرد بالای فیزیک روش TVX در برآورد دمای هوا در مناطق وسیع است.

واژه‌های کلیدی: دمای هوا، دمای سطح زمین، شاخص پوشش گیاهی(NDVI)، روش TVX، حوضه آبریز سفیدرود

۱. به ترتیب دانشجوی دکتری و دانشیار مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تهران
۲. عضو هیئت علمی گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه تبریز
* : مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: laleh_parviz@yahoo.com

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1390.15.56.2.2]

مقدمه

دمای هوای نزدیک سطح زمین و دمای سطح زمین (Land Surface Temperature (LST)) از متغیرهای کلیدی در مطالعات هیدرولوژیکی، اکولوژیکی و اقلیمی بوده و بسیاری از فرآیندهای سطح زمینی مانند فتوسنتز، تنفس، تبخیر توسط دمای هوا تنظیم می شوند. در این راستا آگاهی از تغییرات مکانی دمای هوا در مقیاس‌های وسیع جهت انجام مطالعات و بررسی‌های اقلیمی، هواشناسی، هیدرولوژیکی لازم به نظر می‌رسد.

از جمله روش‌های مرسوم جهت بررسی تغییرات مکانی دمای هوا، استفاده از روش‌های رگرسیون و درون یابی (از جمله کریجینگ) است. بررسی نتایج حاصل از روش‌های بیان شده حاکی از محدودیت روش‌های مورد استفاده در پایش تغییرات مکانی دمای هواست چرا که این روش‌ها بیشتر در مناطق با وسعت کم و هموار (عدم تغییرات ارتفاعی) از کارایی قابل توجهی برخوردار هستند. واضح است که در بررسی دمای هوا در مقیاس‌های وسیع عوامل دیگری مانند پوشش گیاهی، تغییرات کاربری اراضی،... دخیل هستند.

بنابراین تکنیک سنجش از دور به علت جمع‌آوری داده‌های مکانی در مقیاس وسیع، قابلیت تکرار اخذ داده‌های ماهواره‌ای به فاصله زمانی چند ساعت تا چند روز در طول ماه یا سال (بروز بودن داده‌ها)، از توانایی چشمگیری در استفاده از اطلاعات حاصل جهت تفسیر پدیده‌های زمینی در مقیاس زمانی و مکانی بالا، برخوردار است.

یکی از کاربردی‌ترین شاخص‌های گیاهی منتج از تصاویر ماهواره‌ای جهت بررسی وضعیت پوشش گیاهی، شاخص NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) است (۱۶). پایه این شاخص براساس اختلاف در بازتاب‌های طیفی (باندهای انعکاسی قرمز و مادون قرمز نزدیک) ناشی از وضعیت پوشش گیاهی حاکم است. توسعه تحقیقات بعدی حاکی از استخراج اطلاعاتی از تصاویر ماهواره‌ای بر اساس باندهای حرارتی بود، به طوری که گوتمن کارایی داده‌های حرارتی را در تعیین تغییرات درون سالی رطوبت سطحی نسبت به شاخص‌های گیاهی اثبات کرد (۸). هم‌چنین گوارد و همکاران، گوارد و هوپی به توسعه تفسیرهای سیگنال‌های حرارتی با استفاده از ترکیب باندهای حرارتی و سایر باندهای طیفی پرداختند که نتیجه این تحقیقات منجر به اثبات هم‌بستگی منفی بین شاخص‌های گیاهی (باندهای انعکاسی) و دمای سطح زمین (باندهای حرارتی) شد (۶ و۷).

از نتایج تحقیق نمانی و همکاران می‌توان به وجود هم‌بستگی منفی (با مقدار بالا) بین شاخص NDVI و دمای سطح زمین در منطقه‌ای در غرب مانتنا با استفاده از ماهواره NOAA (Notional Oceanic and Atmospheric Administration) اشاره کرد. بررسی معادلات $\frac{LST}{NDVI}$ مربوط به انواع پوشش‌های گیاهی مبین تأثیر قوی کسر پوشش گیاهی (Fractional of vegetation cover) در تغییرات مکانی دمای سطح زمین بود. هم‌چنین روابط مربوط به $\frac{LST}{NDVI}$ از حساسیت شدیدی نسبت به شرایط رطوبتی سطح برخوردار بودند (۱۰). ون و همکاران با استفاده از شاخص VTCI (Vegetation Temperature Condition Index) حاصل از تصاویر سنجنده MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) بر پایه هم‌بستگی منفی بین شاخص گیاهی NDVI و دمای سطح زمین، به پایش خشک‌سالی در جلگه‌های جنوبی بخش‌هایی از تگزاس و اکلاهما پرداختند. هم‌بستگی بالای بین بارش کل ماهانه و شاخص VTCI در ماه‌های مختلف نشان دهنده کارایی شاخص VTCI جهت پایش خشک‌سالی بود (۱۸). به منظور برآورد دمای هوا از شاخص دیگری نیز براساس ارتباط منفی بین شاخص گیاهی NDVI و دمای سطح زمین تحت عنوان شاخص TVX (Temperature Vegetation Index) استفاده شده است. پری هادکو و گوارد با استفاده از شاخص TVX حاصل از تصاویر ماهواره NOAA به محاسبه دمای هوای نزدیک سطح زمین پرداختند. نتایج آنها با احتساب منابع خطای حاصل از محاسبه دمای سطح زمین، قابل قبول بود. پیشنهاد آنها استفاده از نتایج تحقیق برای مطالعات

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1390.15.56.2.2]

بیلان انرژی سطحی و فرآیندهای گیاهی از مقیاس منطقه‌ای به مقیاس‌های بزرگ‌تر بود (۱۳). استیسن و همکاران شاخص TVX را جهت تعیین دمای هوا در فواصل زمانی ۱۵ دقیقه در جنوب افریقا با استفاده از داده‌های سنجنده (Spinning SEVIRI (Enhanced Visible and Infrared Imager از ماهواره MSG (Meteosat Second Generation) به کار بردند که میزان خطای بین دمای هوای ایستگاه‌های هواشناسی و محاسباتی در این روش حدود ۳ درجه کلوین بود (۱۴). زاکسک و همکاران با استفاده از ترکیب داده‌های سنجنده‌های MODIS و SEVIRI به محاسبه دمای زمین با تفکیک مکانی در مناطقی از فرانسه و جنوب آلمان در سال ۲۰۰۵ پرداختند. نتایج تحقیق با ضریب هم‌بستگی ۰/۹۵ و RMSD (Root Mean Square Deviation) برابر با ۲ کلوین، حاکی از عملکرد بالای این روش بخصوص در مقیاس های مکانی و زمانی بالا (۱۰۰۰ متر و مقیاس زمانی ۳۰ دقیقه) بود (۱۹).

هم‌چنین در برخی از تحقیقات از روش‌های رگرسیونی با استفاده از اطلاعات حاصل از داده‌های سنجش از دور، دمای هوا استخراج شده است. جنگ و همکاران از تکنیک شبکه عصبی پیشرو چند لایه‌ای (Multi-layer feed-forward neural networks) با ورودی‌هایی شامل ۵ باند از تصاویر سنجنده AVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer)، ارتفاع سطح، زاویه سمت الارض خورشید (Sun Zenith Angle) و شماره روز ژولیوسی، استفاده کردند که نتایج دارای ضریب هم‌بستگی ۰/۹۳ بود. این روش‌های آماری از نتایج خوبی برای منطقه مورد مطالعه برخوردار هستند ولی مشکل آنها احتیاج به داده‌های مورد نیاز جهت آموزش شبکه در انتقال به زمان و مکان جدید است (۹).

هدف این مقاله در ابتدا تعیین شاخص پوشش گیاهی NDVI و دمای سطح زمین با الگوریتم پنجره مجزا (Split window) حاصل از تصاویر ماهواره‌ای سنجنده MODIS درحوضه آبریز سفیدرود است. سپس با ترکیب اطلاعات حاصل از دمای سطح زمین و شاخص NDVI در قالب شاخص TVX، به محاسبه دمای هوا در برخی از ماه‌های سال‌های ۱۳۸۱-۱۳۸۲- ۱۳۸۴ پرداخته می‌شود.

مواد و روش‌ها

درک صحیح بازتاب‌های طیفی گیاهان و خاک زیر آن به تفسیر موفقیت آمیز وضعیت پوشش گیاهی کمک می‌کند. استفاده از شاخص گیاهی مناسبی که بتوان تغییرات پوشش گیاهی را به صورت کمی با آن به دست آورد، ضروری به نظر می‌رسد. شاخص‌های گیاهی تبدیل‌های ریاضی هستند که براساس باندهای مختلف سنجنده تعریف می‌شوند و برای ارزیابی و بررسی گیاهان در مشاهدات ماهواره‌ای چند طیفی و یا فرا طیفی طراحی شده‌اند. از جمله این شاخص‌ها، شاخص NDVI می‌باشد که رابطه آن براساس باندهای مادون قرمز نزدیک و قرمز طبق رابطه ۱ است. دلیل استفاده از باندهای مذکور در محاسبه شاخص NDVI، کاهش میزان انرژی انعکاسی در طیف قرمز با رشد و توسعه گیاه به علت جذب انرژی طیف الکترومغناطیسی توسط کلروفیل برگ گیاه در طی عمل فتوسنتز و افزایش میزان انرژی انعکاسی در طیف مادون قرمز نزدیک به علت ساختار سلولی مزوفیل برگ است (۱).

$$NDVI = \frac{\rho_{nir} - \rho_{red}}{\rho_{nir} + \rho_{red}} \qquad [۱]$$

ρ_{nir}: مقادیر بازتاب در باند مادون قرمز نزدیک (حدوداً ۰/۸۶ μm)، ρ_{red}: مقادیر بازتاب در باند قرمز (حدوداً ۰/۶۵ μm).

محدوده این شاخص بین ۱ و ۱- است که مقادیر بالای این شاخص نشان‌دهنده افزایش پوشش گیاهی می‌باشد. مقادیر مربوط به آب و ابر معمولاً کمتر از صفر است (۴) چرا که در این حالت بازتاب تابش مرئی نسبت به بازتاب مادون قرمز نزدیک افزایش می‌یابد. دامنه متداول شامل ۰/۱ برای خاک لخت و ۰/۹ برای پوشش گیاهی متراکم است. هم‌چنین با استفاده از شاخص NDVI می‌توان برخی از پارامترهای پوشش گیاهی مانند طول زبری (Roughness length) (ارتفاعی از

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1390.15.56.2.2]

سطح زمین در یک سطح پوشیده از گیاه که افزایش نمایی سرعت باد نسبت به ارتفاع از آنجا آغاز می‌شود برابر با مجموع طول زبری و جابه‌جایی سطح صفر است)، ارتفاع گیاهان را به طور مستقیم (رابطه ۲) و یا غیرمستقیم (رابطه ۳) به دست آورد (۱۵).

$$z_{om} = 0/005 + 0/5\left(\frac{NDVI}{NDVI_{max}}\right)^{2/5} \quad [۲]$$

$$z_{om} = 0/12.h \quad [۳]$$

NDVI: شاخص پوشش گیاهی، $NDVI_{max}$: ماکزیمم مقدار شاخص پوشش گیاهی، h: ارتفاع پوشش گیاهی، Z_{om}: طول زبری.

دمای روشنایی (Brightness temperature) دمای متناظر با انرژی تابشی دریافتی از سطح یک پدیده یا شئ توسط سنجنده است که از حل معکوس معادله پلانک طبق معادله ۴ به دست می‌آید (۵).

$$T_b = \frac{hc/k\lambda}{\ln(\frac{2hc^2\lambda^{-5}}{L_\lambda}+1)} = \frac{K_2}{\ln(\frac{K_1}{L_\lambda}+1)} \quad [۴]$$

T_b: دمای روشنایی (کلوین)، c: سرعت نور $۲/۹۹۸\times۱۰^{۸}$ (ms^{-1})، h: ثابت پلانک $۶/۶۲۶\times۱۰^{-۳۴}$ (Js)، k: ثابت بولتزمن $۱/۳۸۰۷\times۱۰^{-۳۴}$ (JK^{-1})، L_λ : تابش طیفی $(Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1})$، λ: طول موج مرکزی هر باند (μm)، K_1، K_2: ضرایب کالیبراسیون $(Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1})$ که مقادیر این ضرایب در جدول ۱ آورده شده است.

به علت پدیده‌های جذب و پخش اتمسفری دمای روشنایی کمتر از دمای واقعی سطح زمین است. جهت تعیین دمای سطح زمین با دقت بیشتر از الگوریتم پنجره مجزا بر پایه این که اتمسفر در طول موج‌های متفاوت، عکس‌العمل مختلفی دارد، استفاده می‌شود. به‌طوری که این الگوریتم از تفاوت تابش سنجش شده در دو ناحیه طیفی مجاور هم ناحیه مادون قرمز که ناشی از تأثیرات جذب توسط گازهای اتمسفری می‌باشد، برای برآورد دمای سطح زمین بهره می‌گیرد (۲). در واقع دمای روشنایی در یک باند حرارتی برای اثرات اتمسفری تصحیح می‌شود. در این تحقیق از الگوریتم توسعه داده شده توسط پرایس استفاده شده است (۱۲).

$$LST = T_{31} + 1/8(T_{31} - T_{32}) + 48(1-\varepsilon) - 75\Delta\varepsilon \quad [۵]$$

$$\varepsilon = \frac{\varepsilon_{31} + \varepsilon_{32}}{2} \quad [۶]$$

$$\Delta\varepsilon = 0/01019 + 0/01344\ln(NDVI) \quad [۷]$$

$$\varepsilon_{31} = 0/989 + 0/029\ln(NDVI) \quad [۸]$$

$$\varepsilon_{32} = 0/97951 + 0/01556\ln(NDVI) \quad [۹]$$

T_{31}: دمای روشنایی حاصل از باند ۳۱ (کلوین)، T_{32}: دمای روشنایی حاصل از باند ۳۲ (کلوین)، $\Delta\varepsilon = \varepsilon_{31} - \varepsilon_{32}$، ε_{31}: توان تشعشعی باند ۳۱، ε_{32}: توان تشعشعی باند ۳۲ (۵).

تعیین توان تشعشعی باندها از جمله پارامترهای مؤثر در دمای سطح زمین است به عنوان نمونه با استفاده از نتایج تصاویر سنجنده MODIS، خطای معادل ۰/۰۱ در توان تشعشعی باعث خطایی در حدود ۱/۶ درجه سانتی‌گراد در دمای سطح زمین شد (۱۱). دمای سطح زمین با شرایط جوی بالای سطح زمین مانند دمای هوا، سرعت باد، میزان تابش، رطوبت هوا، رطوبت سطح و نیز با شاخص‌های سطح مانند آلبیدو، توان تشعشعی، پستی و بلندی (تأثیر بر بازتابش و تابش سطح) ارتباط دارد.

پایه روش TVX استفاده از هم‌بستگی منفی بین دمای سطح زمین و شاخص پوشش گیاهی (NDVI) است. میزان هم‌بستگی بین دمای سطح و شاخص پوشش گیاهی می‌تواند تابعی از شار حرارتی نهان، مقاومت تاج پوشش گیاهی در برابر تعرق و رطوبت خاک باشد. در مواقعی که خاک از نظر رطوبتی شرایط مساعدی ندارد (مانند شرایط خشک‌سالی) میزان هم‌بستگی بین دما و شاخص پوشش گیاهی افزایش می‌یابد. برعکس زمانی که رطوبت خاک افزایش می‌یابد، میزان هم‌بستگی کاهش می‌یابد. این هم‌بستگی منفی که هم به صورت تئوریکی و هم به صورت مشاهداتی قابل حصول است، از تأثیرات ترکیبی پوشش گیاهی روی مشخصه‌های حرارتی سطح تأثیر می‌پذیرد. تأثیر پوشش گیاهی از تفاوت بالای

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1390.15.56.2.2]

جدول ۱. ضرایب کالیبراسیون دمای روشنایی سنجنده MODIS(۵)

ضرایب کالیبراسیون	K_1	K_2
باند ۳۱	۷۳۰/۱	۱۳۰۵/۸
باند ۳۲	۴۷۴/۹	۱۱۹۸/۳

ظرفیت حرارتی بین خاک و برگ‌ها ناشی می‌شود. ظرفیت حرارتی بالای خاک، منجر به ذخیره مقدار زیادی از انرژی خورشیدی در خاک می‌شود به طوری که دمای خاک لخت می‌تواند تا ۳۰ درجه هم بیشتر از دمای هوای اطراف شود. در حالی که تغییرات دمای برگ‌های گیاهان نسبت به محیط اطراف بعلت ظرفیت حرارتی پایین، کم می‌باشد مثلاً حدود ۵ – ۱۰ درجه سانتی‌گراد در شرایط استرس رطوبتی و میزان بالای انرژی خورشیدی (۱۳). بنابراین فرضیه روش TVX، تقریب دمای هوا با استفاده از متوسط دمای پوشش گیاهی متراکم است. عملکرد این روش شامل ترسیم نمودار دمای سطح زمین و شاخص NDVI برای یک محدوده کوچک (پنجره کوچک) و انتخاب دمای متناظر با ماکزیمم شاخص NDVI به عنوان دمای هوا (مطابق شکل ۱) است (۱۴).

از فرضیات این روش جهت تعیین ابعاد پنجره‌ها، همگنی متغیرهای تحمیلی مانند تابش، سرعت باد و متغیرهای حالت مانند رطوبت اولیه خاک در محدوده مورد مطالعه (پنجره‌های انتخاب شده) برای بررسی این رابطه می‌باشد.

تحقیقات نشان می‌دهند که رطوبت خاک و تابش ورودی نسبت به سایر عناصر مانند سرعت باد و کمبود فشار بخار آب از تأثیر بیشتری در تغییرات دمای سطح زمین برخوردار هستند (۱۴).

منطقه مورد مطالعه

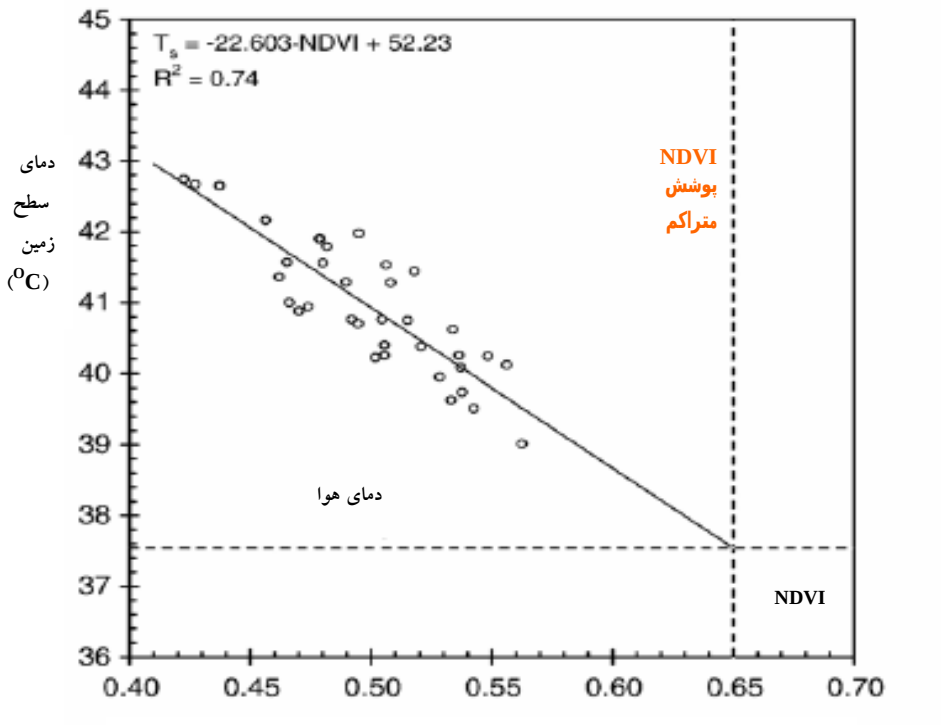
حوضه آبریز سفیدرود در محل تلاقی رشته کوه‌های البرز، زاگرس و مرکزی بین مختصات جغرافیایی '۳۰ °۴۶ – '۱۳ °۵۱ طول شرقی و '۵۵ °۳۴ – '۵۲ °۳۷ عرض شمالی قرار دارد. مساحت حوضه آبریز ۶۰۴۹۴ کیلومتر مربع است که حدود ۴۴۹۲۷ کیلومتر مربع آن را مناطق کوهستانی و ۱۵۵۶۷ کیلومتر مربع آن را دشت‌ها و کوهپایه‌ها تشکیل می‌دهند. متوسط ارتفاع حوضه ۱۵۰۰ متر می‌باشد. در شکل ۲- الف موقعیت حوضه آبریز در تقسیم بندی ۳۰ گانه حوضه‌های آبریز کشور و در شکل ۲- ب نقشه کاربری اراضی حوضه مورد نظر نشان داده شده است. اراضی زراعی و دیم (۳۲/۵۸ ٪)، مراتع متوسط (۱۹/۰۶٪)، جنگل انبوه (۱۷/۷ درصد)، مخلوط کاربری دیم (۱۰/۴۶ درصد) و مرتع ضعیف (۷/۴ درصد) به ترتیب بیشترین درصد حوضه را به خود اختصاص داده‌اند. ایستگاه‌های هواشناسی مورد مطالعه در این تحقیق، ایستگاه میانه با مختصات جغرافیایی '۲۷ °۳۷ و '۴۲ °۴۷ در استان آذربایجان شرقی، ایستگاه خلخال با مختصات جغرافیایی '۳۸ °۳۷ و '۳۱ °۴۸ در استان اردبیل، ایستگاه زنجان با مختصات جغرافیایی '۴۱ °۳۶ و '۲۹ °۴۸ در استان زنجان، ایستگاه بیجار با مختصات جغرافیایی '۵۳ °۳۵ و '۳۷ °۴۷ در استان کردستان هستند. تعداد ایستگاه‌های هواشناسی در این حوضه به خصوص در بخش قزل اوزن کم است که ضرورت استفاده از روشی با دقت بالا جهت پایش تغییرات مکانی دمای هوا را می‌طلبد.

نتایج و بحث

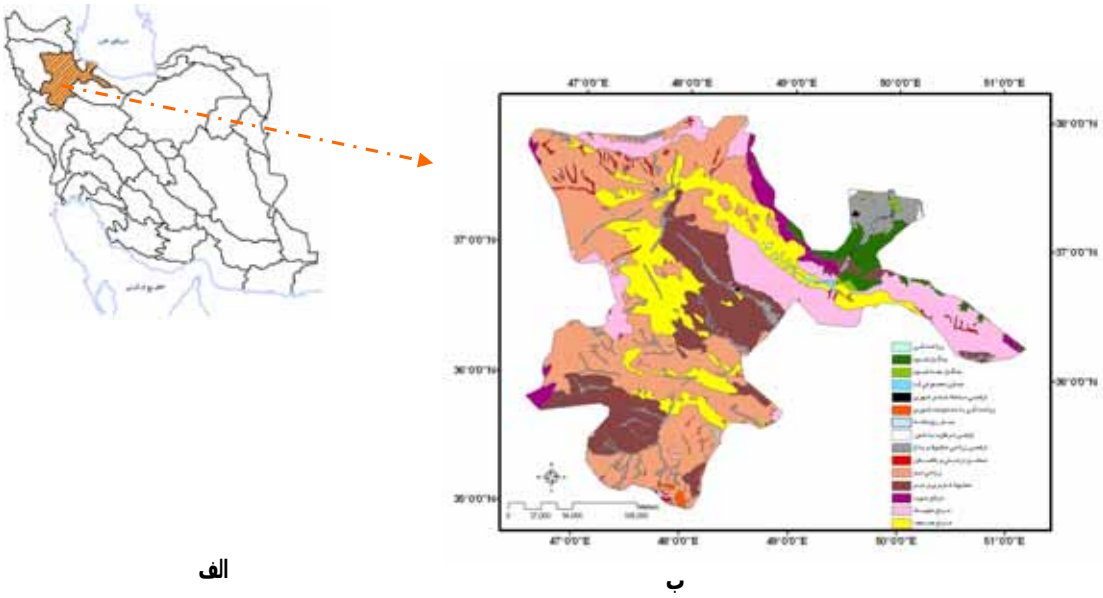
سنجنده مورد استفاده در این تحقیق، سنجنده MODIS از ماهواره Terra انتخاب شده است. دلیل انتخاب این سنجنده باریک بودن اکثر باندهای طیفی (بالا بودن قدرت تفکیک طیفی) می‌باشد که این ویژگی سبب جلوگیری از جذب طیفی بخار آب در باند مادون قرمز شده و در نتیجه خطایی که به واسطهٔ جذب بخار آب ایجاد می شود، کم است. بنابراین دقت محاسباتی در تعیین شاخص NDVI افزایش می‌یابد. تصاویر مورد

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1390.15.56.2.2]



شکل ۱. نمونه‌ای از هم‌بستگی NDVI و دمای سطح در یک محدوده معین (۱۴)



شکل۲. موقعیت حوضه مورد نظر (الف)، نقشه کاربری اراضی حوضه (ب)

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1390.15.56.2.2]

استفاده از سایت MODIS در زیرگروه داده‌های سطح یک (L1 B 1-km data) با توان تفکیک مکانی یک کیلومتر جهت استفاده از باندهای حرارتی، دانلود شدند که در جدول ۲ زمان تصاویر منتخب (سال، ماه، روز) آورده شده است. در هنگام دانلود سعی در انتخاب تصاویر بدون پوشش ابری بوده است.

مرحله اول از مراحل پردازش مقدماتی تصاویر ماهواره‌ای، تصحیح رادیومتریک است که شامل تبدیل داده‌های اولیه به مقادیر تابش و بازتابش می‌باشد. خوشبختانه این مرحله روی تصاویر دانلود شده انجام گرفته و نیازی به انجام این مرحله نیست. تصحیح هندسی تصاویر در ابتدا شامل تبدیل تصاویر به سیستم طول و عرض جغرافیایی و سپس استفاده از روش نزدیک‌ترین همسایگی، جهت انجام نمونه‌برداری مجدد به منظور تصحیح ابعاد پیکسل‌ها می‌باشد که میزان RMSE به ترتیب برای ماه‌های خرداد، تیر و مرداد برابر ۰/۰۰۱- ۰/۰۰۷- ۰/۰۰۱ است. در مورد تصحیح اتمسفری پیشنهاد شده است برای تصاویری با offset برابر با صفر، نیاز به تصحیح اتمسفری نیست (۳). برای بررسی این موضوع، در این تحقیق از روش کم کردن ارزش پیکسل‌های تیره (Dark object subtraction method) با در نظر گرفتن دریای خزر به عنوان شیء سیاه جهت تصحیح اتمسفری استفاده شد. مقایسه مقادیر شاخص گیاهی NDVI در دو حالت با انجام تصحیح اتمسفری و بدون تصحیح اتمسفری بیانگر مقادیر قابل قبول این شاخص برای حالت بدون تصحیح اتمسفری است چرا که مقادیر ماهانه شاخص گیاهی در حالت با انجام تصحیح اتمسفری برای مناطق آبی از جمله آب پشت سد سفیدرود اعداد مثبتی حاصل شدند که مقادیر مثبت شاخص NDVI برای مناطق آبی قابل قبول نیست. با مراجعه به فایل فراداده (Header) تصاویر مورد استفاده، مقادیر offset برابر صفر است و پیشنهاد بیان شده برای حوضه سفید رود نیز قابل اجراست.

بعد از انجام تصحیحات لازم روی تصاویر، امکان استخراج شاخص NDVI، دمای روشنایی و دمای سطح زمین براساس روابط ۱،۴،۵ می‌باشد. تصاویر مربوط به شاخص NDVI و دمای سطح زمین (بر حسب درجه کلوین) در خرداد ماه ۱۳۸۱ در شکل‌های ۳ و ۴ مبین این مطلب است که مناطق پر رنگ هر تصویر که ماکزیمم مقدار شاخص NDVI و دمای سطح زمین را نشان می‌دهند، با هم ارتباط معکوسی دارند. به طوری که در مناطق جنگلی افزایش NDVI با کاهش دمای سطح زمین و در مناطق زراعی دیم و مرتع ضعیف کاهش مقدار NDVI با افزایش دمای سطح زمین همراه است.

در ادامه برای نمایش هم‌بستگی منفی بین شاخص گیاهی و دمای سطح زمین، نمودار مربوط به شاخص گیاهی و دمای سطح زمین در محدوده حوضه مورد مطالعه به همراه حدود ماکزیمم و مینیمم دمای سطح زمین ترسیم شد. از نمودار شکل ۵ معادله مربوط به محدوده مینیمم دمای سطح زمین برابر $LST_{min}=27$ و معادله محدوده ماکزیمم دمای سطح زمین با ضریب هم‌بستگی ۰/۹۶ برابر $LST_{max}=-38.28NDVI+56.25$ استخراج شد. کاهش دمای هوا به همراه افزایش شاخص NDVI در نمودار کاملاً نمود دارد (در ادامه در شکل‌های رسم شده منظور از LST، دمای سطح زمین محاسباتی است. تعداد پیکسل‌ها: ۳۱۹۸۷).

در مرحله بعدی به منظور تعیین دمای هوا اقدام به رسم نمودارهای شاخص NDVI در برابر دمای سطح زمین در محدوده پنجره‌های انتخاب شده تصاویر گردید. در این تحقیق هم از پنجره‌هایی با پیکسل های ۷×۷ و ۵×۵ با مرکزیت ایستگاه هواشناسی موردنظر استفاده گردید که در مقایسه با داده‌های مشاهداتی، پنجره با پیکسل های ۷×۷ از خطای کمتری برخوردار بود. استیسن و همکاران نیز از پنجره‌هایی با این ابعاد جهت برآورد دمای هوا استفاده کرده بودند (۱۴). نمودارهای دما- شاخص گیاهی به طور نمونه برای ایستگاه زنجان در مرداد ۱۳۸۲ و ایستگاه میانه در خرداد ماه ۱۳۸۴ در شکل‌های ۶ و۷ آورده شده نشان دهنده افزایش دما در مرداد ماه نسبت به خرداد ماه و افزایش شاخص NDVI در خرداد ماه نسبت به مرداد ماه می‌باشد.

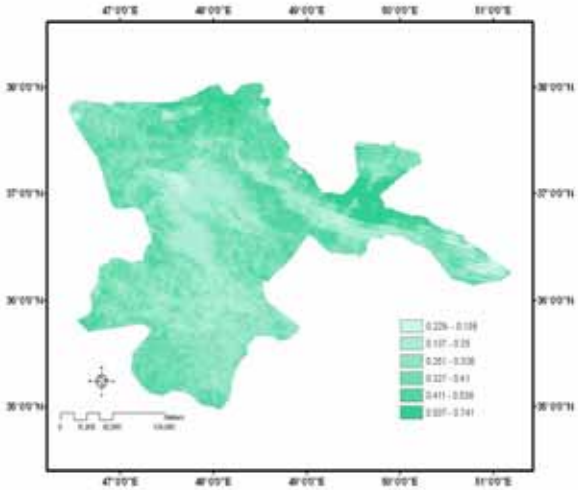
بعد از استخراج روابط بین دمای سطح زمین و شاخص

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-19]

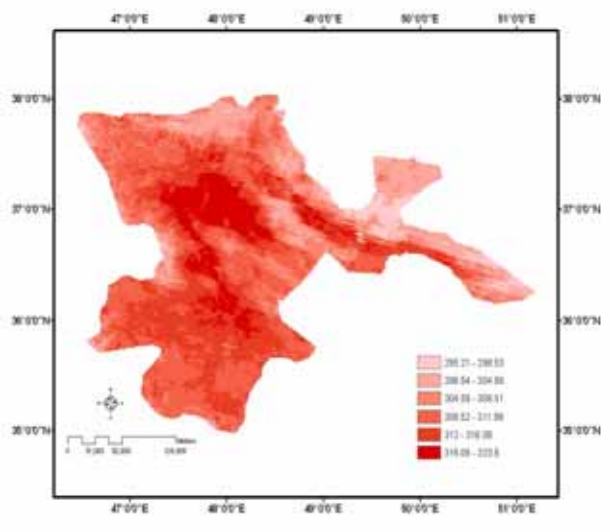
[DOR: 20.1001.1.24763594.1390.15.56.2.2]

جدول۲. مشخصات زمانی تصاویر مورد استفاده

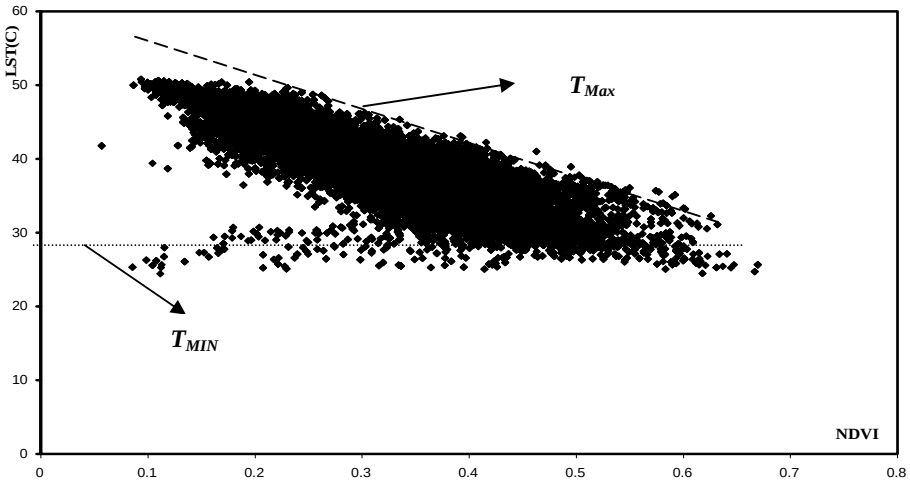
سال	خرداد	تیر	مرداد
۱۳۸۱	۱۱	۲۴	۱۶
۱۳۸۲	۲۰	۶	۱۳
۱۳۸۴	۲۶	۱۲	۲۸



شکل ۳. شاخص NDVI خرداد ۱۳۸۱



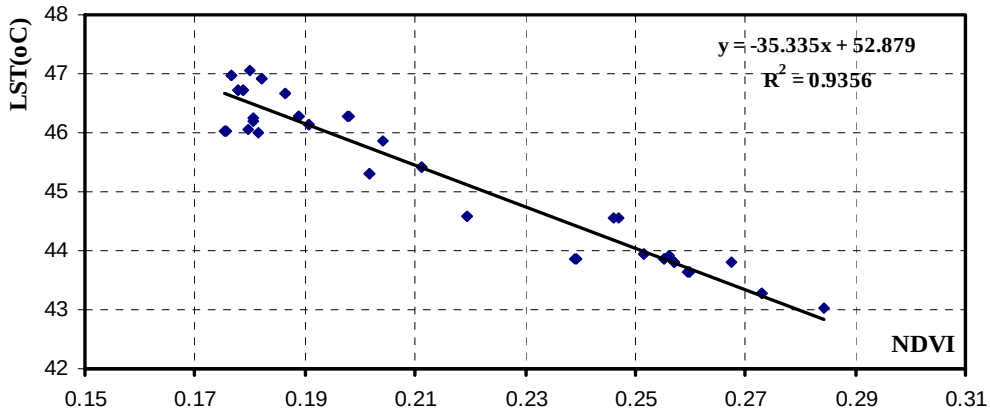
شکل ۴. دمای سطح زمین خرداد ۱۳۸۱



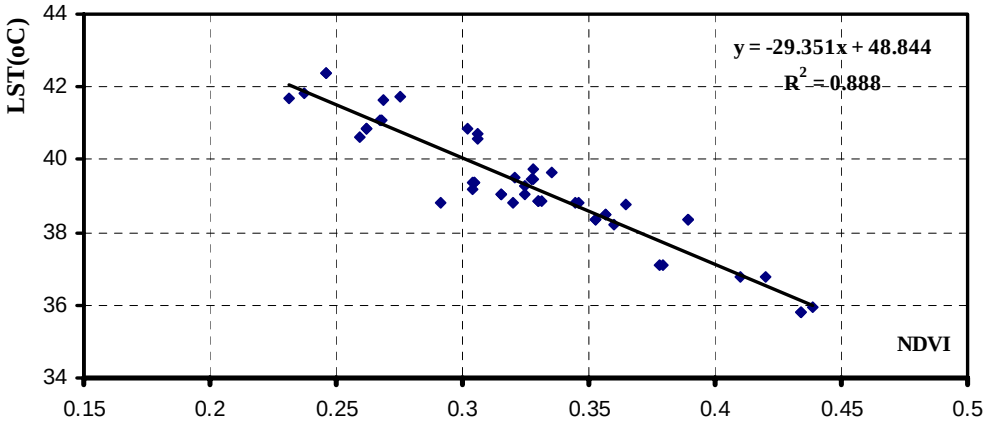
شکل۵. نمودار شاخص گیاهی و دمای سطح زمین خرداد ۱۳۸۱

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1390.15.56.2.2]



شکل ۶. نمودار دما- NDVI ایستگاه زنجان مرداد۱۳۸۲



شکل ۷. نمودار دما- NDVI ایستگاه میانه خرداد ۱۳۸۴

NDVI برای هر ایستگاه مورد نظر با جایگذاری ماکزیمم شاخص NDVI در هر یک از معادلات استخراج شده می‌توان تقریبی از دمای هوا را به دست آورد.

در مورد تامین داده‌های واقعی دمای سطح زمین جهت ارزیابی عملکرد الگوریتم پرایس، خاطر نشان می‌شود که اطلاعات ایستگاه‌های هواشناسی در مورد دمای خاک مربوط به دمای خاک در اعماق مختلف از جمله ۵، ۱۰، ۲۰ سانتی‌متری در ساعات ۳ و ۹ گرینویچ می‌باشد، در صورتی که جهت بررسی عملکرد الگوریتم نیاز به داده‌های واقعی دمای سطح زمین است. جهت تعیین دمای واقعی سطح زمین در ساعت عبور ماهواره از درون یابی ساده استفاده شد، ولی مشکل به‌کارگیری روشی جهت تعیین دمای واقعی سطح زمین از روی دمای واقعی عمق ۵ سانتی متری بود. تحقیق انجام گرفته توسط وازکیوز و همکاران جهت مقایسه الگوریتم‌های برآورد دمای سطح زمین توسط سنجنده AVHRR حاکی از افزایش دمای سطح زمین نسبت به دمای عمق ۵ سانتی‌متری در ساعات اولیه روز تا ساعت ۱۷ می‌باشد که میزان اختلاف بین دمای سطح زمین و دمای عمق ۵ سانتی‌متری در طول روز افزایش می‌یابد. ولی از ساعت ۱۷ به بعد دمای عمق ۵ سانتی‌متری بیشتر از دمای سطح زمین می‌شود. ماکزیمم اختلاف دمای سطح و دمای عمق ۵ سانتی‌متری حدوداً ۱۱ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (۱۷). به همین دلیل در این مقاله جهت رفع این اختلاف و با توجه به

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1390.15.56.2.2]

زمان گذر ماهواره مورد استفاده براساس پیشنهاد تحقیق مذکور به داده‌های مشاهداتی عمق ۵ سانتی‌متری به میزان ۴/۵ درجه سانتی‌گراد اضافه شده است.

متوسط خطای (متوسط خطای بین داده‌های مشاهداتی و محاسباتی) دمای سطح زمین و دمای هوا برای کلیه ایستگاه‌های مورد مطالعه در سال‌های مورد بررسی به ترتیب ۶/۲۷ و ۱۱/۹۴ درجه سانتی‌گراد است. مینیمم خطای دمای سطح زمین و دمای هوا مربوط به ایستگاه زنجان با مقادیر ۴/۴۷ و ۶/۱۸ درجه سانتی‌گراد و ماکزیمم خطا مربوط به ایستگاه خلخال با مقادیر ۱۰/۰۴ و ۱۵/۸ درجه سانتی‌گراد است. هم‌چنین ضریب هم‌بستگی بین دمای هوای مشاهداتی و محاسباتی ایستگاه زنجان حدود ۶۷ درصد نسبت به ضریب هم‌بستگی ایستگاه خلخال افزایش یافته است. شکل ۸ پراکنش دمای واقعی سطح زمین و دمای سطح زمین محاسبه شده توسط الگوریتم پرایس و شکل ۹ پراکنش دمای هوای محاسباتی با روش TVX و دمای هوای مشاهداتی را در سال ۱۳۸۱ برای کلیه ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند. همان‌طور که ملاحظه می‌شود میزان فاصله خط برازش یافته بر داده‌های سطح زمین وخط $y = x$ نسبت به میزان فاصله خط برازش یافته بر داده‌های دمای هوا و خط $y = x$ کاهش داشته است.

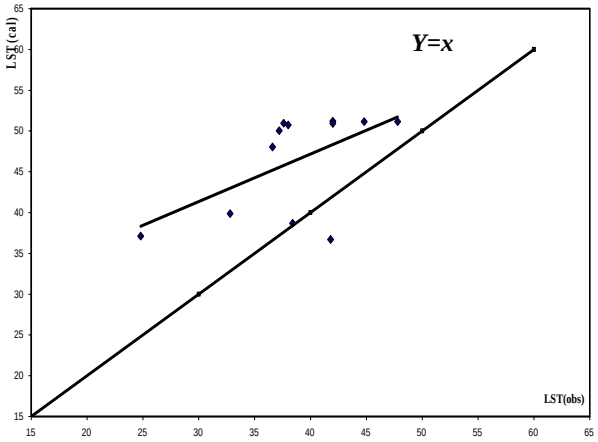
مینیمم و ماکزیمم خطای مذکور با توجه به نوع پوشش گیاهی محدوده ایستگاه هواشناسی قابل بررسی است. در ایستگاه خلخال پوشش غالب مرتع ضعیف و در ایستگاه زنجان پوشش غالب اراضی زراعی آبی مخلوط زراعت و باغ می‌باشد. بدیهی است با کاهش پوشش گیاهی به میزان دمای سطح زمین و دمای هوا افزوده می‌شود. کاهش میزان متوسط خطای دمای محاسباتی و مشاهداتی در مناطق کشاورزی از نتایج تحقیق پری هادکو و گوارد نیز است (۱۳).

برخی از عوامل می‌توانند کارایی روش TVX را تحت تأثیر قرار دهند که در ادامه به برخی از آنها اشاره می‌شود. الگوریتم‌های پنجره مجزا دمای سطح زمین را چندین درجه بیشتر از دمای واقعی نشان می‌دهند (۱۳). به علت وابستگی روند محاسبات دمای هوا به دمای سطح زمین، عدم دقت در روش برآورد دمای سطح زمین می‌تواند باعث افزایش خطا در مقادیر دمای هوا شود. مسأله دیگر مربوط به ارتفاع پوشش گیاهی و ارتفاع اندازه‌گیری دمای هوا در ایستگاه هواشناسی است. معمولاً ارتفاع اندازه‌گیری دمای هوای ایستگاه‌های هواشناسی ۲ متر است. در تکنیک سنجش از دور می‌توان با استفاده از روابط ۲و۳ با کمک شاخص NDVI، ارتفاع گیاه را به دست آورد. متوسط ارتفاع پوشش گیاهی برای خرداد ماه که ماکزیمم مقدار NDVI را داراست، ۰/۵۳ متر می‌باشد که در مقایسه با عدد ۲ متر تفاوت زیادی دارد. پس ارتفاع پوشش گیاهی می‌تواند یکی از منابع خطا در مقادیر دمای هوا که با دمای هوای اطراف گیاه تقریب زده می‌شود، باشد به طوری‌که ایستگاه خلخال با متوسط ارتفاع پوشش گیاهی ۰/۲۳ متر (در مقایسه با ۲ متر) دارای بیشترین خطای برآورد دمای هوا می‌باشد. حال اگر میزان دمای واقعی هوا به طور فرضی ۳ درجه سانتی‌گراد افزایش داده شود، به عنوان نمونه میزان متوسط خطا در سال های ۸۲-۱۳۸۱ به میزان ۲۲/۱۵ و ۱۷/۶۴ درصد کاهش می‌یابد. این مسأله نشان دهنده تأثیر ارتفاع در برآورد دمای هوا می‌باشد. شاید دلیل کاهش کم خطای سال ۱۳۸۲ نسبت به سال ۱۳۸۱ را در فرض ۳ درجه سانتی‌گراد به دلیل افزایش مجموع بارش سالانه در محدوده ایستگاه‌های مورد مطالعه سال ۱۳۸۲(۳۵۱/۰۲) نسبت به بارش سال ۱۳۸۱ (۳۱۸/۳۲) و تأثیر آن در افزایش پوشش گیاهی دانست.

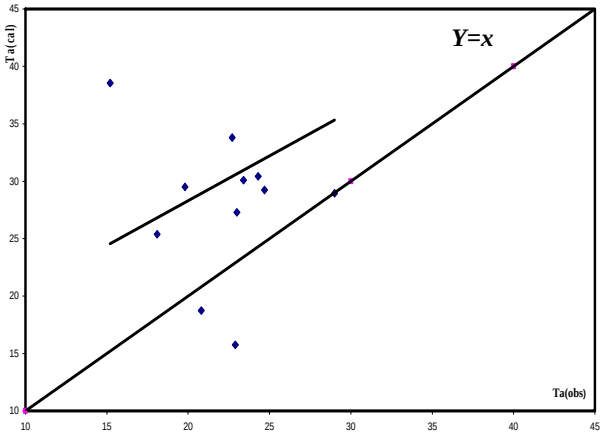
مقایسه خطای بین دمای هوای مشاهداتی و محاسباتی برای فصول مختلف حاکی از ماکزیمم خطا در مرداد ماه می‌باشد. در شکل ۱۰، مقایسه‌ای بین متوسط خطای دمای هوا در ماه‌های خرداد و مرداد انجام گرفته است. آنچه از شکل مشاهده می‌شود افزایش متوسط خطای دمای هوا از خرداد به مرداد ماه است. دلیل این مسأله را می‌توان در کاهش میزان پوشش گیاهی و ارتفاع گیاهی (به علت وابستگی ارتفاع گیاهی به شاخص NDVI طبق رابطه ۲و۳) از خرداد به مرداد ماه دانست. در منطقه مورد مطالعه با توجه به نوع پوشش گیاهی حاکم، از پوشش غنی

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-19]

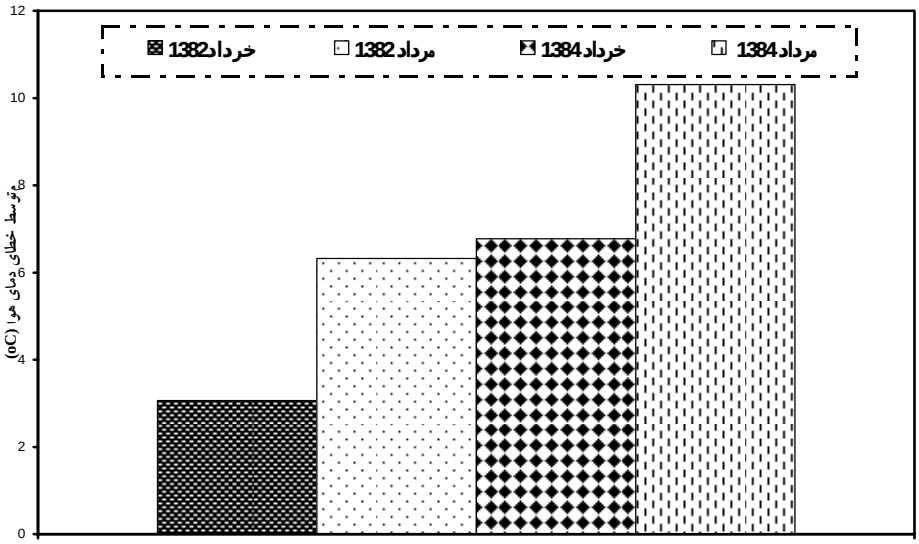
[DOR: 20.1001.1.24763594.1390.15.56.2.2]



شکل ۸ . پراکنش دمای سطح زمین واقعی و محاسباتی



شکل ۹. پراکنش دمای هوای واقعی و محاسباتی



شکل ۱۰. مقادیر متوسط خطای دمای هوا در ماه های خرداد و مرداد

برخوردار نیست پس کاهش میزان پوشش گیاهی به طرف مرداد ماه امری بدیهی است. تنک بودن پوشش گیاهی در منطقه باعث می‌شود آثار بازتاب خاک زمینه اثر بازتاب پوشش گیاهی را تحت تأثیر قرار دهد و شاخص NDVI تحت ثاثیر قرار گیرد. هم‌چنین در شرایط خشکی (کاهش در میزان رطوبت قابل دسترس خاک)، افزایش دمای برگ می‌تواند نماد خوبی برای استرس رطوبتی گیاه باشد. این عکس‌العمل حرارتی حتی زمانی که گیاهان سبز می‌باشند نیز اتفاق می‌افتد به طوری که با بسته شدن روزنه‌های گیاهان میزان تلفات آب به وسیله تعرق کاهش می‌یابد. با کاهش شار حرارتی نهان، جهت تعادل بیلان انرژی شار حرارتی محسوس افزایش می‌یابد که منجر به افزایش دمای برگ خواهد شد. در نتیجه این مسأله باعث بالا رفتن اختلاف دمای هوای اطراف برگ و برگ خواهد شد. هم‌چنین در شکل ۱۰ متوسط خطا از سال ۱۳۸۲ به ۱۳۸۴ افزایش می‌یابد زیرا که افزایش میزان بارش سال ۱۳۸۲ نسبت به سال ۱۳۸۴ می‌تواند تأثیر خود را در پوشش گیاهی و دمای سطح زمین بگذارد.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1390.15.56.2.2]

مسأله دیگر مربوط به انتخاب ماکزیمم NDVI جهت استفاده در معادلات دما- شاخص پوشش گیاهی به منظور برآورد دمای هواست. با افزایش ماکزیمم NDVI به اندازه ۰/۰۵ میزان متوسط خطای تمام ایستگاه ها در سال‌های مورد مطالعه ۴/۳۲ درصد کاهش می‌یابد که میزان کاهش، کم است. پس می‌توان نتیجه گرفت این روش از حساسیت کمتری نسبت به انتخاب ماکزیمم شاخص NDVI برخوردار است. حساسیت کم تغییرات دمای هوای محاسبه شده توسط روش TVX نسبت به ماکزیمم شاخص NDVI در تحقیقات پری هادکو و گوارد، استیسن و همکاران بیان شده است. به عنوان مثال تغییرات ماکزیمم NDVI از ۰/۸۶ به ۰/۸۷۳ در تحقیق پری هادکو و گوارد، تغییرات دمایی برابر ۰/۱۵ درجه سانتی‌گراد را در پی داشت (۱۳ و ۱۴).

نتیجه‌گیری

در این تحقیق از رابطه بین شاخص پوشش گیاهی NDVI و دمای سطح زمین تحت عنوان روش TVX جهت برآورد دمای هوا استفاده شد. پایه این روش بر هم‌بستگی منفی بین دمای سطح زمین و شاخص NDVI استوار است، به طوری که دمای هوا با دمای پوشش گیاهی متراکم تقریب زده می‌شود.

نتایج نشان دادند که این روش در مناطقی با پوشش‌های متراکم از نتایج قابل قبولی برخوردار است، بنابراین تراکم پوشش گیاهی می‌تواند تأثیر بسزایی در روش تعیین دمای هوا داشته باشد. هم‌چنین کارایی روش TVX در تعیین دمای هوا با انتخاب الگوریتم مناسب تعیین دمای سطح زمین، تقریب ارتفاع دمای هوای واقعی در ارتفاعات موردنظر، استفاده از شاخص‌های دیگر بجای شاخص NDVI در مناطق با پوشش گیاهی تنک افزایش خواهد یافت. به طوری که پیشنهاد می‌شود در مناطق تنک از روابطی براساس شاخص SAVI (Soil Adjustment Vegetation Index) به علت تصحیح آثار بازتاب خاک زمینه به جای شاخص NDVI استفاده شود زیرا کارایی شاخص NDVI در مناطق تنک به علت وجود آثار بازتاب خاک قابل تامل است.

منابع مورد استفاده

۱. علوی پناه، ک. ۱۳۸۵. *کاربرد سنجش از دور در علوم زمین (علوم خاک)*. انتشارات دانشگاه تهران.

۲. رحیمی خوب، ع.، م. کوچک زاده، ج. ولی سامانی و ف. شریفی. ۱۳۸۴. ارزیابی چند روش برآورد دمای سطح زمین با استفاده از تصاویر ماهواره NOAA در حوزه آبریز دریاچه ارومیه. مجله پژوهش و سازندگی ۶۸: ۸۴- ۹۰.

۳. محمود زاده، ح. و خ. ولیزاده. ۱۳۸۸. کاربرد داده‌های ماهواره‌ای چند زمانه‌ای و GIS برای ارزیابی کاهش مناطق زراعی در شهرستان اسکو. مجله فضایی جغرافیایی ۲۵ :۹-۲۴.

4. Allen, R., W. Bastiaanssen, M.Tasumi and R. Trezza. 2002. SEBAL, Surface Energy Balance Algorithms for Land Idaho Implementation. Advanced Training and Users Manual.
5. Hong, S., J.M.H. Hendrickx and B. Brochers. 2009. Up-Scaling of SEBAL Derived Evapotranspiration Maps from Landsat (30m) to MODIS (250 m) Scale. J. Hydrol. 370: 122-138.
6. Goward, S.N., G.D. Cruickshanks and S. Hope. 1985. Observed Relation Between Thermal Emission and Reflected Spectral Radiance of a Complex Vegetated Landscape. Remote Sens. Environ. 18:137-146.
7. Goward, S.N. and S. Hope. 1989. Evapotranspiration from Combined Reflected Solar and Emitted Terrestrial Radiation: Preliminary FIFE results from AVHRR data. Adv. Space Res. 9: 239-249.
8. Gutman, G. 1990. Towards Monitoring Droughts From Space. J. Climate 3: 282-295
9. Jang, J.D., A.A. Viau and F. Anctil. 2004. Neural Network Estimation of Air Temperatures from AVHRR data. Intll J. Remote Sens. 25: 4541-4554.
10. Nemani, R., L. Pierce and S. Running. 1992. Developing Satellite-derived Estimates of Surface Moisture Status. J. Appl. Meteorol. 32: 548- 557.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1390.15.56.2.2]

11. Petitcoline, F. and E. Vermort. 2002. Land surface reflectance, emissivity and temperature From MODIS middle and thermal infrared data. Remote Sens. Environ. 83: 112-134.
12. Price, J.C. 1984. Land surface temperature measurements from the split window channel of the NOAA 7 advanced very high resolution radiometer. J. Geophysical Res. 89: 7231–7237
13. Prihodk,. L. and S. Goward. 1997. Estimation of air temperature from remotely sensed surface observation. Remote Sens. Environ. 60: 335-346.
14. Stisen, S., I. Sandhold, A. Norgaard, R. Fensholt and L. Eklundh. 2007. Estimation of Diurnal Air Temperature using MSG SEVIRI Data In West Africa. Remote Sens. Environ. 110: 262- 274.
15. Su, Z. and C. Jacobs. 2001. Advanced Earth Observation: Land Surface Climate Final Report. USP-2 Report 2001 01-02.Delf, Beleidscommissie Remote Sens. (BCRS).
16. Tucker, C.J. and B.Y. Choudhury. 1987. Satellite remote sensing of drought conditions. Remote Sens. Environ. 23: 243-251.
17. Vazquez, D.P., F.J. Olmo Reyes and A. Arboledas. 1997. A Comparative Study of Algorithms for Estimation Land Surface Temperature from AVHRR Data. Remote Sens. Environ. 62: 215-222.
18. Wan, Z., P. Wang and X. Li. 2004. Using MODIS Land Surface Temperature and Normalized Difference Vegetation Index Products For Monitoring Drought In The Southern Great Plains, USA. Intl. J. Remote Sens. 25(1): 61-72.
19. Zaksek, K. and M. Schroedter-Homscheidt. 2009. Parameterization of Air Temperature In High Temporal and Spatial Resolution From a Combination of the SEVIRI and MODIS Instruments. ISPRS J. Photogram. and Remote Sens. 64: 414-421.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-19]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1390.15.56.2.2]