پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دورهٔ ۴۶، شماره ۴، زمستان ۱۳۹۳
ص. ۴۳۴-۴۱۹

ارتباط پوشش گیاهی با دما و آلبدوی سطحی در دورهٔ گرم سال با استفاده از داده‌های مودیس در شمال ایران

حامد ادب* ـ استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکدهٔ جغرافیا و علوم محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری
ابولقاسم امیراحمدی ـ دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکدهٔ جغرافیا و علوم محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری
آزاده عتباتی ـ دانشجوی دکتری گروه بیولوژی دریا، دانشکدهٔ علوم دریایی، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۱۲/۱۵ تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۱۱/۴

چکیده

پوشش گیاهی عامل عمدهٔ نقل‌وانتقال انرژی بین زیست‌کره و جو محسوب می‌شود که آثار متفاوتی بر عناصر هواشناختی مناطق پیرامون خود دارد. در این مطالعه ارتباط بین مقادیر شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده با دمای سطحی و آلبدوی سطحی در نواحی شمالی ایران با استفاده از روش‌های آمار کلاسیک رگرسیون و زمین آماری کوکریجینگ بررسی شد. سه معیار آماری میانگین قدر مطلق خطا، انحراف جذر میانگین مربعات و متوسط درصد خطای مطلق نشان‌دهندهٔ توان‌مندی به مراتب بهتر روش زمین آمار کوکریجینگ نسبت به رگرسیون کلاسیک در برآورد دمای سطحی و آلبدوی سطحی است. نتایج تحقیق در دورهٔ مورد مطالعه نشان می‌دهد که دمای سطحی و آلبدوی سطحی تحت تأثیر مقادیر پوشش گیاهی است. سپس، از روابط به‌دست آمده در تعیین میزان خشکی مناطق استفاده شد. نواحی ساحلی و جنگلی دامنه‌های شمالی البرز با بیشترین مقدار سبزینگی (۰/۸۵) از حداقل درجهٔ حرارت (۲۳ درجهٔ سلسیوس) و آلبدوی سطحی (۷ درصد) مشخص است. همچنین، نواحی جنوبی رشته‌کوه البرز و قسمتی از مناطق ایران مرکزی با کمترین مقدار سبزینگی (۰/۰۹-) از حداکثر درجهٔ حرارت به مقدار ۴۵ درجهٔ سلسیوس و بیشترین مقدار آلبدوی سطحی (۳۸ درصد) مشخص است.

کلیدواژه‌ها: آلبدوی سطحی، پوشش گیاهی، دمای سطح زمین، رگرسیون، زمین آمار.

مقدمه

بخشی از برهم‌کنش‌های سطح زمین و جو تحت تأثیر پوشش گیاهی است. از این‌رو، پوشش گیاهی با اثربخشی در فرایندهای اقلیمی- نظیر انتقال انرژی از طریق دمای هوا، رطوبت نسبی، بارش، تابش و پوشش ابر- یکی از عوامل مهم در تغییرپذیری اقلیم کرهٔ زمین محسوب می‌شود. مطالعات نیلسون (۱۹۸۶)، اسمال و کورس (۲۰۰۳)، و ویس و همکاران (۲۰۰۴) نشان داده است که اگر این برهم‌کنش‌ها از حد نرمال آن خارج شود، آثاری مانند خشکسالی، سیل و آتش‌سوزی جنگل را به همراه خواهد داشت.

استفاده از شاخص‌ها و داده‌های دورسنجی در بررسی آثار گیاهان بر خصوصیات جوّ و زمین به طور قابل‌ملاحظه‌ای

نویسندهٔ مسئول: ۰۹۳۵۳۳۰۴۵۴۸
* E- mail: adabgeo@gmail.com

Archive of SID
www.SID.ir

گسترش یافته است. در این بین متغیر آلبدوی سطحی، دمای سطح زمین (LST)[1] و شاخص‌های پوشش گیاهی به طور وسیعی در مطالعهٔ این آثار به کارگرفته می‌شود (یایو و همکاران، ۲۰۱۳). همچنین، مطالعات پیتمان (۱۹۹۱)، اگزیو و همکاران (۱۹۹۱)، بیتس و همکاران (۱۹۹۷) و بونوا و همکاران (۱۹۹۹) نشان داد که شناخت کافی از آثار پوشش گیاهی بر عناصر هواشناختی موجب افزایش دقت و تصحیح مدل‌های زمین- اتمسفری شده است.

شاخص‌های گیاهی جهت تعیین مقادیر پوشش سبز از پرکاربردترین نمونه‌های محاسبات باندی در مطالعات دورسنجی است (مو و همکاران، ۲۰۱۳). این شاخص‌ها به منظور پایش کیفیت حیات گیاهان بیشتر از طریق سنجش میزان کلروفیل یا مقدار آب موجود در برگ امکان‌پذیر است. در این بین شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده[2] از متداول‌ترین شاخص‌های گیاهی در پردازش تصاویر ماهواره‌ای است که دیرینگ[3] در سال ۱۹۷۸ معرفی کرد. دمای سطح زمین یکی از متغیرهای پرکاربرد هواشناختی برای بررسی بیلان انرژی است که در بسیاری از مطالعات محیطی، اقلیمی، و کشاورزی استفاده می‌شود. محاسبهٔ دمای سطح زمین با استفاده از باندهای حرارتی ماهواره‌های دورسنجی انجام‌پذیر است که در آن میزان انرژی ساطع‌شده از سطح زمین را که تابعی از دمای سطحی آن است، قانون استفن بولتزمن[4] توضیح می‌دهد. نسبت انرژی بازتابیده به کل انرژی تابیده‌شده در سطح جسم را آلبدوی سطحی آن جسم می‌نامند که معمولاً برحسب درصد اشعهٔ تابیده‌شده محاسبه می‌شود (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۱). مقادیر آلبدوی سطحی از شاخص‌های مهم در موضوعات بیوفیزیکی است چرا که با آن بیلان انرژی بین زمین و جو مشخص می‌شود. مقادیر آلبدوی سطحی تحت تأثیر پوشش گیاهی، دمای سطح زمین و رطوبت خاک است (کورل[5]، ۱۹۸۴).

مطالعات متعددی در زمینهٔ بررسی ارتباط بین پوشش گیاهی با دمای سطح زمین و آلبدوی سطحی انجام گرفته است. مطالعه‌ای در ناحیهٔ پوشش گیاهی تندرا نشان داد که با کاهش مقادیر شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده، مقادیر آلبدوی سطحی گیاهان افزایش می‌یابد. همچنین، تغییرات نسبی اندک در ویژگی پوشش گیاهی موجب تغییراتی در آلبدوی سطحی، بیلان انرژی و در نهایت بازخوردهایی در اقلیم منطقه می‌شود (لورانتی و همکاران، ۲۰۱۱). روبینو و همکاران (۱۹۸۱) با استفاده از تصاویر سنجندهٔ MSS نشان دادند که افزایش سریع آلبدوی سطحی در اثر فعالیت‌های انسانی موجب افزایش انرژی بازتابیده می‌شود و مشخص‌کنندهٔ نقصان زمین است. نقصان و برهنه‌سازی زمین در نواحی خشک به افزایش آلبدوی سطحی می‌انجامد که پیامدهای آن بر خاک و الگوهای چرخش بخش پایینی جو بارز است.

پرایهودکو و گوارد (۱۹۹۷) و بوئگ و همکاران (۱۹۹۸) در مطالعات خود نشان دادند که شیب تغییرات شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده و دمای سطح زمین به میزان تبخیر و تعرق مرتبط است. افزایش در تبخیر و تعرق به دلیل افزایش دما صورت می‌گیرد، در نتیجه رطوبت خاک کاهش می‌یابد و از میزان سبزینگی گیاه کاسته می‌شود. سون و کافاتوس (۲۰۰۷) به بررسی فصلی رابطهٔ پوشش گیاهی با دمای سطح زمین پرداختند. نتایج آن‌ها نشان‌دهندهٔ ارتباط منفی قابل‌قبول بین میزان سبزینگی و دمای سطح زمین در فصل گرم است.

1. Land Surface Temperature
2. Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)
3. Deering
4. Stephan Boltzman
5. Courel

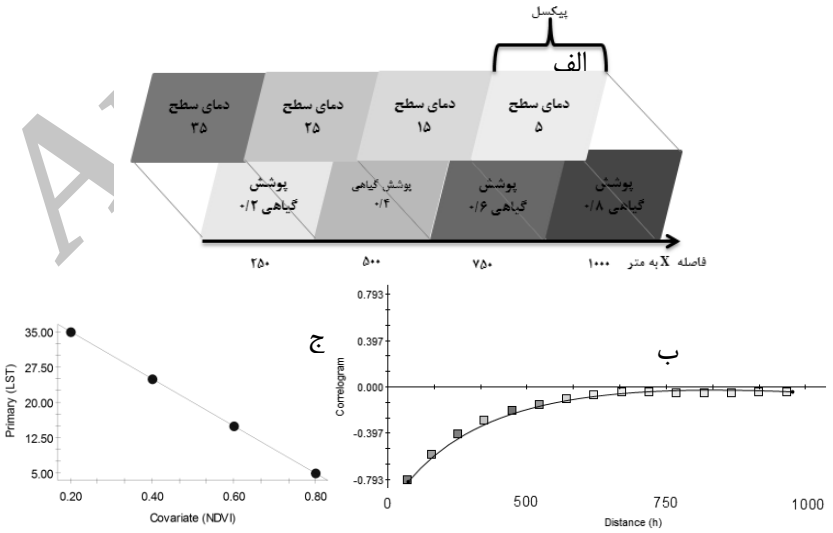
Archive of SID

www.SID.ir

کارنیلی و همکاران (۲۰۰۶) نشان دادند که در زیست‌بوم‌های عرض‌های شمالی همبستگی مثبتی بین میزان پوشش گیاهی و دمای سطح زمین وجود دارد که این امر به دلیل وجود فرایندهای بیوشیمیایی گیاهی گرمازاست. دشتکیان و دهقانی (۱۳۸۶) نشان دادند که بین پوشش گیاهی و دمای سطح زمین در مناطق بیابانی در فصل گرم همبستگی منفی قوی (۰/۹۹) وجود دارد. بررسی لورانتی و همکاران (۲۰۱۱) نشان داد که ارتباط خطی منفی معناداری (ضریب تبیین ۰/۸۲) بین شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده و آلبدوی سطحی وجود دارد.

در مطالعات ذکرشده، آثار تغییرات پوشش گیاهی بر دمای سطح زمین و آلبدوی سطحی با روش‌های آماری کلاسیک مانند رگرسیون انجام شده و به ارتباط فضایی آن توجه نشده است. همان‌طور که می‌دانیم ممکن است ارتباطات رگرسیونی بین متغیرهای جغرافیایی برقرار باشد که امکان تخمین آن در مطالعهٔ سایر متغیرها امکان‌پذیر است. برای مثال، با افزایش پوشش گیاهی، دمای سطح کاهش پیدا می‌کند که این ارتباط رگرسیونی، در آمار کلاسیک توجیه‌پذیر است. اما متغیرهای جغرافیایی علاوه بر این ارتباطات، یکسری ارتباطات فضایی دارند که با عنوان فاصلهٔ (متر، کیلومتر، درجه) نقاط از یکدیگر تعریف می‌شود که در زمین آمار به آن توجه می‌شود.

طبق قانون اول جغرافیا که توبلر[1] آن را در سال ۱۹۷۰ بازتعریف کرد: «هر متغیری با سایر متغیرها مرتبط است، اما ارتباط بین متغیرهای نزدیک‌تر بیشتر است تا متغیرهای دور از هم.» برای مثال، در شکل ۱الف، با افزایش پوشش گیاهی، دمای سطح کاهش پیدا می‌کند و برعکس؛ که این ارتباط در شکل ۱ب، در مدل رگرسیون قابل توضیح است. اما، آیا این کاهش یا افزایش دما تحت تأثیر فاصله نیز هست؟ در شکل ۱ج، نشان داده شده که با افزایش فاصله از پیکسل با دمای ۳۵ درجهٔ سلسیوس، مقدار دما کاهش پیدا می‌کند. به عبارت دیگر، ارتباط بیشتری بین پیکسل‌های با فاصلهٔ نزدیک به هم برقرار است که این ساختار فضایی با افزایش فاصله کاهش می‌یابد و از بین می‌رود.



شکل ۱. الف) پیکسل‌های حاوی مقادیر دمای سطح زمین و شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده، ب) تفاوت ارتباط توضیح داده‌شدهٔ دمای سطح زمین و شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده در آمار کلاسیک رگرسیون، و ج) زمین آمار،کوکریجینگ

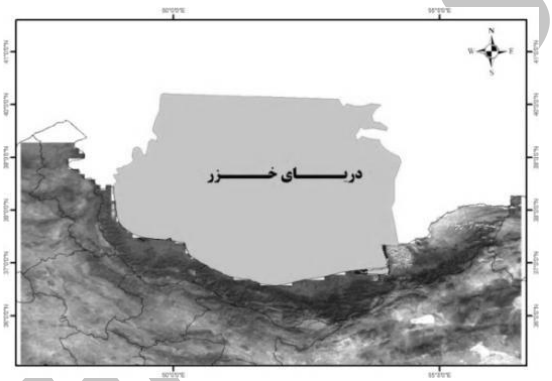
1. Tobler

www.SID.ir

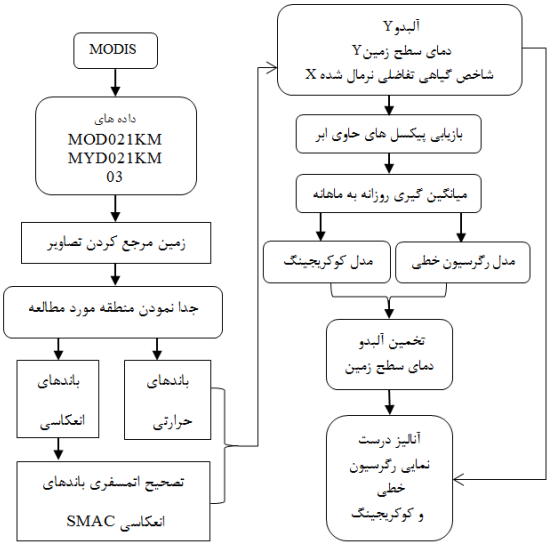
با توجه به مطالب بیان‌شده، هدف این مطالعه بررسی ارتباط دمای سطح زمین و آلبدوی سطحی با پوشش گیاهی و مشخص‌کردن شرایط خشکی سطحی[1] در منطقهٔ شمال ایران است. همچنین، بررسی توان‌مندی دو روش رگرسیون (آمار کلاسیک) و کوکریجینگ (زمین آمار) در برآورد دمای سطح زمین و آلبدوی سطحی با استفاده از شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده از مهم‌ترین اهداف این پژوهش است.

مواد و روش‌ها

منطقهٔ مورد مطالعه واقع در شمال ایران و دارای تغییرات شدید پوشش گیاهی و اقلیمی است (شکل ۲). همچنین، وجود لندفرم‌های متنوع بین شمال و جنوب رشته‌کوه البرز (از قبیل جلگه‌های آبرفتی حاصل‌خیز شمال و پلایاها و نمکزارها در جنوب) قابل ملاحظه است. در این مطالعه، دورهٔ گرم سال (ژوییهٔ ۲۰۱۰) به دلیل وجود شرایط خشکسالی و تنش‌های گیاهی انتخاب شد (ادب، ۲۰۱۴).



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی منطقهٔ مورد مطالعه



شکل ۳. مراحل انجام تحقیق و استفاده از رگرسیون و کوکریجینگ در تخمین دمای سطح زمین و آلبدوی سطحی با استفاده از شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده

1. surface dryness

www.SID.ir

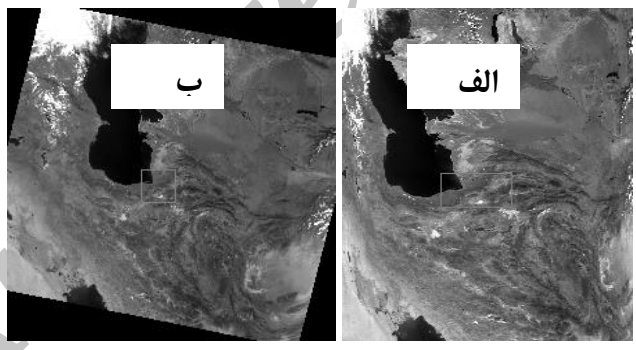
شکل ۳ نشان‌دهندهٔ مراحل انجام تحقیق است، شامل مرحلهٔ دریافت و پیش‌پردازش تصاویر مودیس، محاسبهٔ دمای سطح زمین، آلبدوی سطحی و شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده. به‌منظور برآورد دمای سطح زمین و آلبدوی سطحی به وسیلهٔ شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده از دو روش رگرسیون و کوکریجینگ استفاده شده است. نتایج برآورد دمای سطح زمین و آلبدوی سطحی از دو روش مذکور با داده‌های دمای سطح زمین و آلبدوی سطحی سنجندهٔ مودیس مقایسه شد.

داده‌های ۱ کیلومتری MOD021KM و MYD021KM در مقیاس روزانه از سنجندهٔ مودیس، ماهوارهٔ ترا و آکوا در ژوییهٔ ۲۰۱۰ به صورت Hierarchical Data Format (HDF) دریافت شد. به‌منظور زمین مرجع کردن تصاویر و توجیه آن با مختصات حقیقی آن از داده‌های 02 استفاده شد که در آن مختصات پیکسل‌ها به سیستم مختصات UTM، زون ۴۰ شمالی، Datum :WGS-84 تبدیل شده است (شکل ۴). ارزش پیکسل‌ها در داده‌های اصلی Scaled integer است، از این‌رو با استفاده از رابطهٔ ۱، داده‌ها به تابندگی[1] و انعکاس[2] تبدیل شد. ضرایبی در متادیتای هر تصویر وجود دارد که در رابطهٔ ۱ از آن استفاده می‌شود. سپس از مدل SMAC (نرم‌افزار ILWIS North 52) به منظور تصحیح مقدار انعکاسی استفاده شد (رحمان و ددیو، ۱۹۹۴).

$$\text{Radiance} = \text{Radiance_Scales}_B(SI - \text{Radiance_Offsets}_B)$$
$$\text{Reflectance} = \text{Reflectance_Scale}_B(SI - \text{Reflectance_Offset}_B)$$

رابطهٔ ۱

که SI، Scaled integer و B اندکس باند است.



شکل۴. الف) تصویر بدون مختصات حقیقی زمین، ب) تصویر زمین مرجع‌شده

جهت اجتناب از تغییرات اندازهٔ پیکسل‌ها، از تصاویری استفاده شد که در آن منطقهٔ مورد مطالعه در ناحیهٔ نادیر تصویر قرار داشت. به عبارت دیگر، اندازهٔ پیکسل‌های سنجندهٔ مودیس به دلیل تأثیر کرویت زمین و در نهایت خطای پانورامیک در حواشی تصویر همانند ناحیهٔ نادیر تصویر ۱ کیلومتر نیست. از این‌رو، یکسان‌سازی اندازهٔ پیکسل‌ها (۱ کیلومتر) با استفاده از عملگر بازنمونه‌برداری[3] انجام شد تا بررسی روابط بین دمای سطح زمین و آلبدوی سطحی با شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده امکان‌پذیر شود.

1. radiance
2. reflectance
3. resample

www.SID.ir

الگوریتم گیاهی تفاضلی نرمال‌شده

به منظور محاسبهٔ مقادیر سبزینگی از نسبت تفاضلی باند قرمز با پهنای باند ۰/۶۲ تا ۰/۶۷ میکرومتر و باند مادون قرمز نزدیک با پهنای باند ۰/۸۴۱ تا ۰/۸۷۶ میکرومتر استفاده شده است (رابطهٔ ۲). به لحاظ نظری، میزان سبزینگی بین ۱+ و ۱− تعیین‌پذیر است، به گونه‌ای که این مقادیر برای پوشش گیاهی متراکم به سمت ۱+ میل پیدا می‌کند (روسو و همکاران، ۱۹۷۳). مقادیر شاخص مذکور برای پیکسل‌های حاوی آب، برف و یخ منفی، برای خاک مقادیر کمتر از ۰/۰۵ و برای ابرها در حدود صفر است.

رابطهٔ ۲

$$NDVI = \frac{[\rho_{Nir} - \rho_{Red}]}{[\rho_{Nir} + \rho_{Red}]}$$

که در آن ρ = مقادیر انعکاسی، Red= باند طول موج قرمز، Nir = باند طول موج مادون قرمز نزدیک است.

الگوریتم دمای سطح زمین

با توجه به قانون پلانک ارتباط خطی بین دمای جسم و گسیلندگی آن با دمای ثبت‌شده در سنجنده برقرار است. از حل معادلهٔ پلانک، دمای درخشندگی[1] به دست می‌آید که دمای متناظر با انرژی تابشی دریافت شده از سطح توسط سنجنده است. مقادیر تابندگی باندهای حرارتی ۳۱ و ۳۲ داده‌های مودیس به مقادیر دمای درخشندگی تبدیل شد (رابطهٔ ۳). دمای سطحی با الگوریتم پارودی[2] (۲۰۰۰) محاسبه شد (رابطهٔ ۴).

رابطهٔ ۳

$$Tb = \frac{C2}{wavelength * \ln\left(\frac{(C1)}{(wavelength5 * radiance) + 1}\right)}$$

که در آن $C2 = 1.439 * 10^4 k\mu m$ ، $C1 = 1.1911 * 10^8 WM^{-2}sr^{-1}(\mu m^{-1})^{-4}$.

رابطهٔ ۴

$$ST = 0.39 * (Tb31 \wedge 2) + (2.34 * Tb31) - (0.78 * Tb31 * Tb32) - (1.34 * Tb32) + (0.39 * (Tb32 \wedge 2)) + 0.56$$

که در آن Tb= دمای درخشندگی.

الگوریتم آلبدوی سطحی

مقادیر آلبدوی سطحی در محدودهٔ طول موج ۶۴۵/۵ تا ۲۱۱۴/۱ نانومتر بر اساس مقادیر انعکاسی اصلاح‌شدهٔ مدل خطی محاسبه می‌شود. به همین منظور لیانگ و همکاران (۲۰۰۲) الگوریتمی را برای محاسبهٔ آلبدوی سطحی از داده‌های مودیس ارائه کردند (رابطهٔ ۵). این مدل با ضریب تبیین بیش از ۸۳ درصد بر اساس داده‌های زمینی برای سنجندهٔ مودیس محاسبه شده است.

1. brightness temperature
2. Parodi

Archive of SID

www.SID.ir

$$\alpha^{MODIS} = 0.160_{\alpha 1} + 0.291_{\alpha 2} + 0.243_{\alpha 3} + 0.116_{\alpha 4} + 0.112_{\alpha 5} + 0.081_{\alpha 7} - 0.0015$$ رابطهٔ ۵

که در آن αi مقادیر انعکاسی اصلاح‌شده در هر باند است.

مقدار روزانهٔ شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده (رابطهٔ ۲)، دمای سطح زمین و آلبدوی سطحی (روابط ۴ و ۵) در ماه ژوییهٔ ۲۰۱۰ برای منطقهٔ مورد مطالعه محاسبه شد. سپس، با میانگین‌گیری داده‌های روزانه، میانگین ماهانهٔ دمای سطح زمین، آلبدوی سطحی و شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده به‌دست آمد. لازم به ذکر است که پیکسل‌های حاوی ابر در روزهای فاقد ابر قبل و بعد از میانگین‌گیری یا در صورت ابری بودن این روزها از تکنیک‌های میانیابی برای از بین بردن مناطق ابری استفاده شد (زهاو و همکاران،۲۰۱۰). سپس، مقادیر میانگین ماهانهٔ دمای سطحی، آلبدوی سطحی (متغیر وابسته) و شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده (متغیر مستقل) در روش رگرسیون و کوکریجینگ به کار گرفته شد.

روش رگرسیون و کوکریجینگ

در این پژوهش از دو روش رگرسیون و کوکریجینگ در برآورد دمای سطحی و آلبدوی سطحی با کمک متغیر مستقلِ شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده استفاده شده است. در روش‌های رگرسیون چندمتغیره آمار کلاسیک ارتباط بین متغیرها بدون توجه به ویژگی‌های مکانی آن‌ها بررسی می‌شود. این فرض در نظر گرفته نمی‌شود که احتمال تشابه مقادیر در نمونه‌های با فواصل نزدیک به هم بیشتر است. شکل کلی روش رگرسیون (خطی) به صورت زیر است (رابطهٔ ۶).

$$y = ß_{\cdot} + ß_{1}x_{1}$$ رابطهٔ ۶

که در آن $ß_{\cdot}$ عرض از مبدأ، $ß_{1}$ شیب خط برازش داده‌شده با داده‌ها و x متغیر مستقل است.

روش کوکریجینگ یکی از روش‌های زمین آمار است که در آن از خواص روش‌های چند متغیره مبتنی بر فاصلهٔ فضایی بین آن‌ها استفاده می‌شود (رابطهٔ ۷).

$$Z^{*}(xi) = \sum_{e=1}^{n} \lambda ei Xi \sum_{k=1}^{n} \lambda k.y(Xk)$$ رابطهٔ ۷

که در آن $Z(xi)$ مقادیر متغیر برآورد شده (متغیر وابسته) برای نقطهٔ xi با مختصات جغرافیایی معلوم، λei وزن مرتبط با متغیر Xi، Z مقادیر مشاهده‌شدهٔ متغیر اصلی، λk وزن مربوط به متغیر کمکی و $y(xk)$ مقادیر مشاهده‌شدهٔ متغیر کمکی است. تغییرات نما به منظور برآورد و محاسبهٔ اوزان بر حسب فاصلهٔ فضایی محاسبه می‌شود (رابطهٔ ۸).

$$\gamma(zy)h = \frac{1}{2}n\left[z(Xi+h) - z(Xi)\right]^{*}\left[y(Xk+h) - y(Xk)\right]$$ رابطهٔ ۸

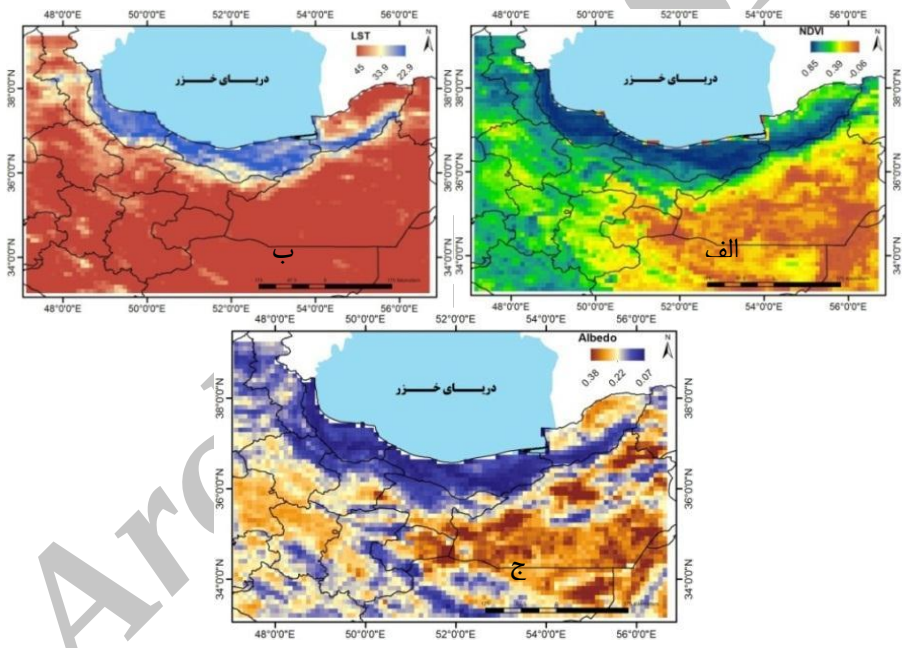
که در آن $\lambda(zy)h$ تغییرات نمای متقابل بین متغیر z با y، $z(Xi)$ متغیر وابسته و $y(Xk)$ متغیر مستقل است.

Archive of SID

www.SID.ir

نتایج و بحث

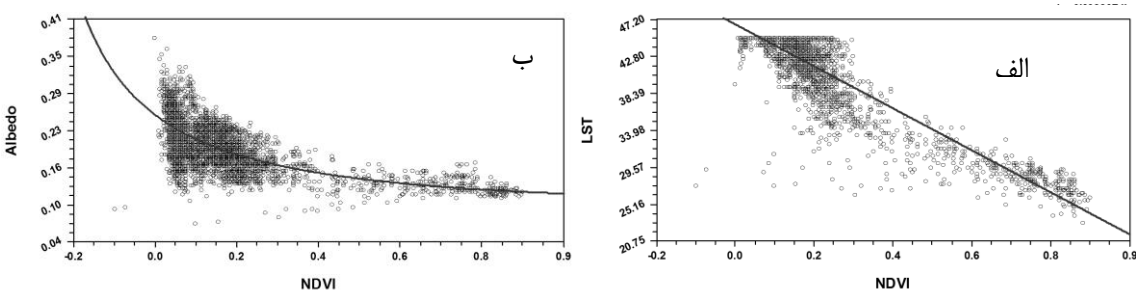
نواحی حاشیهٔ ساحلی دریای خزر و نواحی جنگلی از بیشترین مقدار سبزینگی با ۰/۸۵ و نواحی جنوبی رشته‌کوه البرز و کویر مرکزی ایران از کمترین مقدار با ۰/۰۹- تعیین شد (شکل۵). لازم به ذکر است که مقادیر منفی متمایل به عدد صفر در شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده مربوط به مناطق فاقد پوشش گیاهی مانند رخنمون‌های سنگی یا پوشش‌های گیاهی پراکنده در حواشی نمکزار کویر مرکزی دیده می‌شود که حاوی مقادیری آب است (وانگ و همکاران، ۲۰۰۳). به‌طور کلی، نواحی ساحلی و جنگلی که از پوشش گیاهی متراکمی برخوردارند با حداقل درجهٔ حرارت به مقدار ۲۳ درجهٔ سلسیوس و مقدار آلبدوی سطحی کمتر در حدود ۷ درصد و نواحی جنوبی رشته‌کوه البرز به دلیل کمی و عدم وجود پوشش گیاهی با حداکثر درجهٔ حرارت به مقدار ۴۵ درجهٔ سلسیوس و بیشترین مقدار آلبدوی سطحی با ۳۸ درصد تعیین شد (شکل ۵).



شکل ۵. الف) مقادیر شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شدهٔ به‌دست آمده از سنجندهٔ مودیس، ب) دمای سطحی زمین به‌دست آمده از سنجندهٔ مودیس، ج) آلبدوی سطحی به‌دست‌آمده از سنجندهٔ مودیس در ژوییهٔ ۲۰۱۰

شکل ۶ نشان‌دهندهٔ ارتباط رگرسیونی شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده با دمای سطحی و آلبدوی سطحی است. نتایج نشان می‌دهد که با افزایش مقادیر سبزینگی مقادیر دمای سطحی کاهش پیدا می‌کند (شکل ۶الف). این امر به دلیل وجود آب در برگ گیاهان است، به گونه‌ای که افزایش شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده به معنای افزایش رطوبت گیاه است. وجود آب در برگ عامل اصلی پایین بودن دمای سطحی در نواحی با پوشش گیاهی است. این رابطه همچنین در مورد آلبدوی سطحی قابل توضیح است، به گونه‌ای که مقادیر ضریب انعکاس با افزایش سبزینگی کاهش پیدا می‌کند و در نهایت به مقدار ثابتی می‌رسد (شکل ۶ب).

www.SID.ir



شکل ۶. الف) ارتباط بین مقادیر شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده با دمای سطحی زمین، ب) ارتباط بین مقادیر شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده با آلبدوی سطحی در ژوییهٔ ۲۰۱۰

روابط رگرسیون غیرخطی و خطی به منظور تخمین دمای سطحی (رابطهٔ ۹) و آلبدوی سطحی (رابطهٔ ۱۰) با استفاده از شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده محاسبه شد.

رابطهٔ ۹ $y = \frac{a}{1+be^{-cx}}$

که در آن y= آلبدوی سطحی، x= شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده، a = ۰/۱۰۳، b= ۰/۶۲− و c= ۱/۵۳.

رابطهٔ ۱۰ $y= a + ßx$

که در آن y= دمای سطح زمین، x = شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده، a = ۴۷/۴۴ و b= ۲۷/۲۸−.

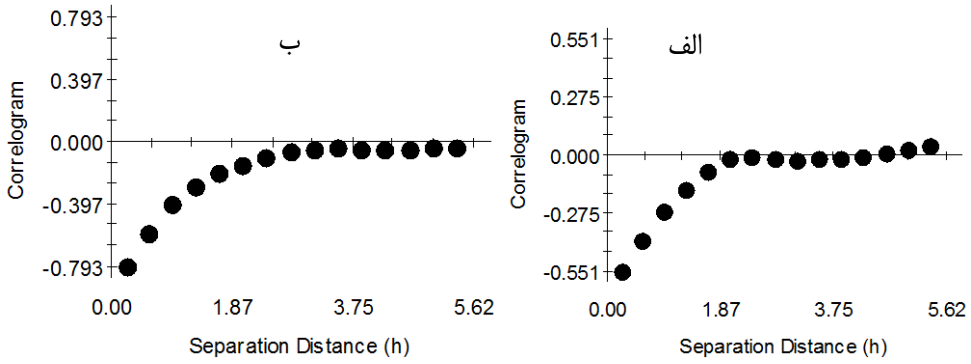
به منظور بررسی رابطهٔ مکانی شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده با دمای سطحی و آلبدوی سطحی، از روش کوکریجینگ استفاده شده است که در آن شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده متغیر مستقل و مقادیر دمای سطحی و آلبدوی سطحی متغیرهای وابسته تعریف شده‌اند. اهمیت این روش در آن است که مقادیر سبزینگی گیاهی (شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده) مؤثر بر دمای سطحی و آلبدوی سطحی با توجه به همبستگی فضایی آن‌ها با یکدیگر در نظر گرفته می‌شود، به گونه‌ای که آثار الگوی فضایی متغیرها با یکدیگر قابل تحلیل و شناسایی است.

شکل ۷ بیانگر تابع همبستگی نگاشت یا کوریلوگرام[1] بین مقادیر شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده با دمای سطحی و آلبدوی سطحی است. نمودار کوریلوگرام نشان می‌دهد که همبستگی منفی بین دو متغیر دمای سطحی و آلبدوی سطحی با شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده وجود دارد. اما این همبستگی منفی در پیکسل‌های مجاور بسیار بیشتر است و هرچه فاصله بیشتر می‌شود از میزان همبستگی کاسته می‌شود، به طوری که مقدار آن در فواصل بسیار دور صفر می‌شود که نشان‌دهندهٔ عدم همبستگی است. حداکثر همبستگی فضایی بین آلبدوی سطحی و شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده برابر با ۰/۵۵− (شکل ۷الف) و برای دمای سطح زمین و شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده برابر با ۰/۷۹− به‌دست آمد (شکل ۷ب).

1. correlogram

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۷. الف) کوریلوگرام بدون جهت بین آلبدوی سطحی با شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده، و ب) دمای سطحی با شاخص گیاهی تفاضلی نرمال

مدل‌های متفاوتی برای برازش مدل نظری بر داده‌های تجربی به منظور محاسبهٔ واریوگرام استفاده شد که مدل کروی بهترین تخمین‌گر انتخاب شد. جدول ۱ نشان‌دهندهٔ پارامترهای مورد نیاز جهت محاسبهٔ واریوگرام (تغییر نما) دمای سطح زمین و آلبدوی سطحی با استفاده از شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده است. پارامتر واریانس ساختاردار نشان‌دهندهٔ واریانس مکانی غیرتصادفی دمای سطح زمین و آلبدوی سطحی است که بیشترین مقدار تغییر نما را به خود اختصاص می‌دهد. فاصلهٔ مؤثر بیانگر دامنه (فاصله)ی همبستگی پیکسل‌ها با یکدیگر است که در خارج این دامنه (فاصله) رفتار نقاط تصادفی و غیرقابل‌کنترل است. پارامتر اثر قطعه‌ای نشان‌دهندهٔ تصادفی بودن متغیر مورد بررسی است که این امر نشان‌دهندهٔ وجود مؤلفه‌های تصادفی وابسته به ساختار ذاتی متغیرها یا خطای اندازه‌گیری متغیرهاست، اما این مقدار برای داده‌های دورسنجی نزدیک به صفر است که حالت ایده‌آلی از عدم وجود تصادفی بودن متغیر را نشان می‌دهد.

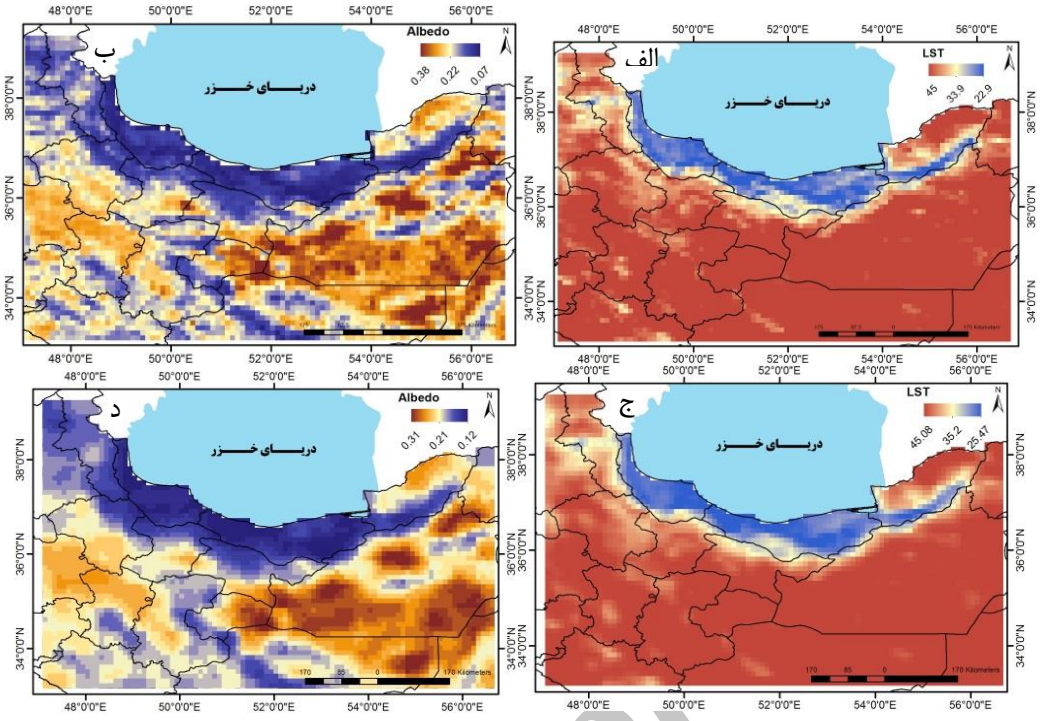
جدول ۱. مقادیر واریوگرام جهت تخمین دمای سطحی و آلبدوی سطحی با شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده

	مدل	اثر قطعه واریانس تصادفی	واریانس ساختاردار	فاصلهٔ مؤثر
دمای سطح زمین	کروی	-۰/۰۳۱	-۰/۸۸۸	۳/۲۹
آلبدوی سطحی	کروی	-۰/۰۰۰۰۳	-۰/۰۰۵	۳/۱۷

با توجه به روابط به‌دست آمده از روش رگرسیون خطی و غیرخطی (روابط ۹ و ۱۰) و روش کوکریجینگ (رابطهٔ ۷)، مقادیر دمای سطحی زمین و آلبدوی سطحی در منطقهٔ مورد مطالعه در ژوییهٔ ۲۰۱۰ برآورد شد (شکل ۸). بررسی بصری دو روش نشان می‌دهد که مقادیر دمای سطحی زمین و آلبدوی سطحی برآورد شده در روش کوکریجینگ از حالت هموارتری نسبت به روش رگرسیون برخوردار است. به بیان دیگر وجود تضاریس مقادیر در روش رگرسیون به وضوح مشهود است.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۸. الف) دمای سطحی برآوردشده با استفاده از روش رگرسیون، ب) آلبدوی سطحی برآوردشده با روش رگرسیون، ج) دمای سطحی برآوردشده با روش کوکریجینگ، د) آلبدوی سطحی برآوردشده با روش کوکریجینگ در ژوییهٔ ۲۰۱۰

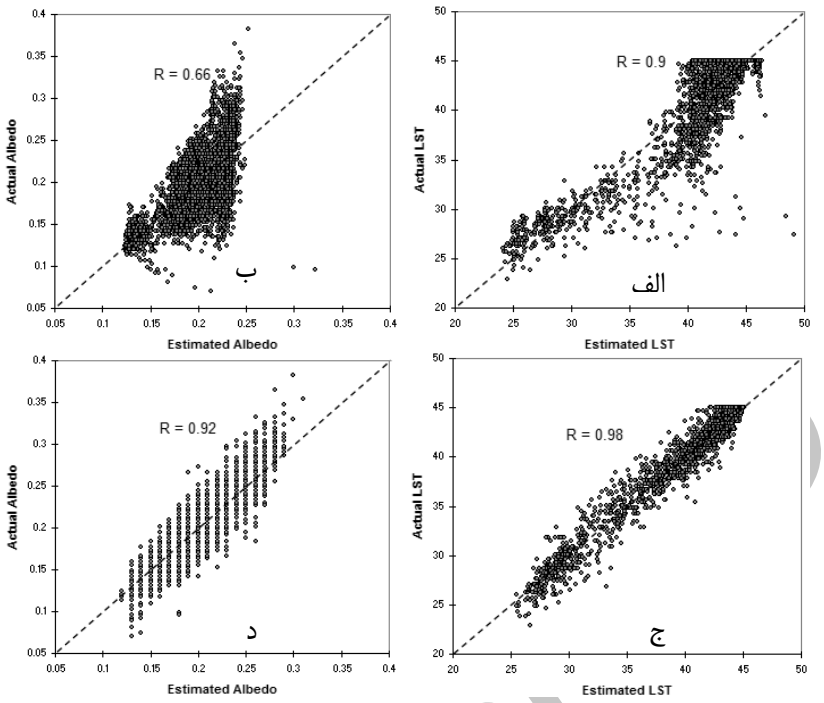
تحلیل درست‌نمایی روش رگرسیون و کوکریجینگ

شکل ۹ نشان‌دهندهٔ پراکنش مقادیر آلبدوی سطحی و دمای سطحی مودیس به مقادیر برآوردشده با روش رگرسیون و کوکریجینگ است. اگر پراکنش مقادیر حالت خطی و نزدیک خط برازش باشد، نشان‌دهندهٔ همبستگی بالا بین مقادیر واقعی و برآورد شده است. نتایج نشان می‌دهد که پراکنش مقادیر مشاهداتی (مودیس) و مقادیر مدل‌شده برای دو متغیر دمای سطحی زمین و آلبدوی سطحی در روش رگرسیون (شکل ۹الف و ب) به مراتب بیشتر از روش کوکریجینگ (شکل ۹ج و د) است. مقادیر ضریب همبستگی بین آلبدوی سطحی و دمای سطحی مودیس با آلبدوی سطحی و دمای سطحی مدل‌شده در روش کوکریجینگ به ترتیب برابر با ۰/۹۲ و ۰/۹۸ و برای روش رگرسیون برابر با ۰/۶۶ و ۰/۹ است.

جدول ۲ نشان‌دهندهٔ معیارهای میانگین قدر مطلق خطا، انحراف جذر میانگین مربعات و متوسط درصد خطای مطلق بین مقادیر دورسنجی و برآوردشدهٔ آلبدوی سطحی و دمای سطحی است. متوسط درصد خطای مطلق نشان می‌دهد که درصد درست‌نمایی برای آلبدوی سطحی و دمای سطحی برآوردشده با روش کوکریجینگ به ترتیب ۹۳/۴٪ و ۹۹٪ و در روش رگرسیون ۸۷/۱٪ و ۹۶/۵٪ است. نتیجه‌گیری کلی از جدول ۲ نشان می‌دهد که روش کوکریجینگ از خطای به مراتب کمتری نسبت به روش رگرسیونی در برآورد آلبدوی سطحی و دمای سطحی برخوردار است.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۹. الف) پراکنش مقادیر دمای سطحی مودیس با دمای سطحی برآوردشده در روش رگرسیون، ب) پراکنش مقادیر آلبدوی سطحی مودیس با آلبدوی سطحی برآوردشده در روش رگرسیون، ج) پراکنش مقادیر دمای سطحی مودیس با دمای سطحی برآوردشده در روش کوکریجینگ، د) پراکنش مقادیر آلبدوی سطحی مودیس با آلبدوی سطحی برآوردشده در روش کوکریجینگ

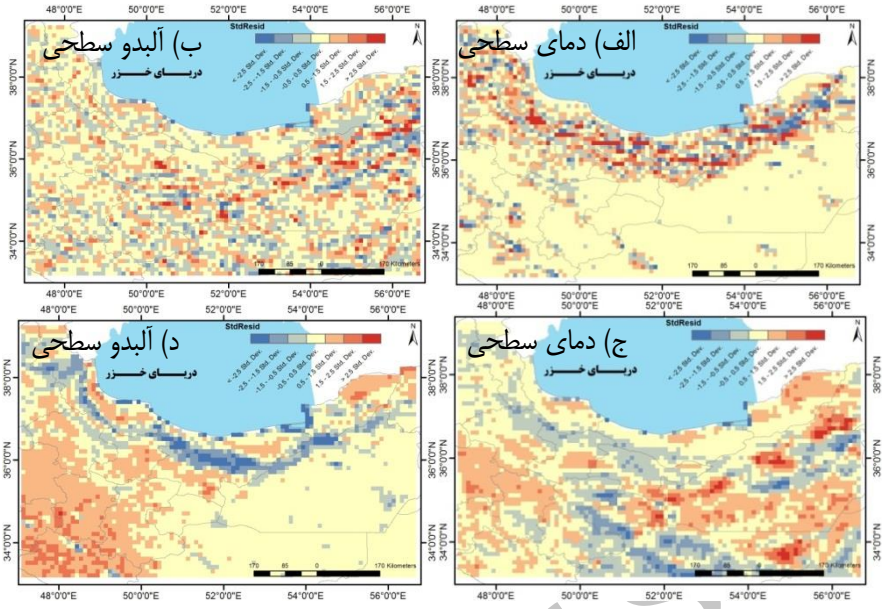
جدول۲. آماره‌های درست‌نمایی روش‌های رگرسیون و کوکریجینگ در برآورد آلبدوی سطحی و دمای سطحی با استفاده از شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده

متغیر	روش	MAPE	RMSE	MAE
آلبدوی سطحی برآوردشده	کوکریجینگ	٪۶/۶۱	۰/۰۱۷	۰/۰۱۳
	رگرسیون	۱۲/۹۳	۰/۰۳۲	۰/۰۲۵
دمای سطحی برآوردشده	کوکریجینگ	٪۱/۱۱	۰/۷۸۸	۰/۴۱۴
	رگرسیون	٪۳/۵۷	۲	۱/۴

شکل ۱۰ نشان‌دهندهٔ انحراف معیار خطای باقیماندهٔ آلبدوی سطحی و دمای سطحی برآوردشده در روش رگرسیون و کوکریجینگ است. اگر انحراف معیار خطای باقیمانده بین ۰/۵- و ۰/۵ (نواحی به رنگ کرم روشن) باشد، نشان‌دهندهٔ حداقل خطا بین مقادیر واقعی و برآورد شده است. همان‌طور که مشخص شده است مقادیر انحراف معیار خطای باقیمانده از نظر فضایی در دو روش رگرسیون و کوکریجینگ متفاوت است. بیشترین مقادیر خطای باقیمانده دمای سطحی برآورد شده در روش کوکریجینگ در نواحی رشته‌کوه البرز و نواحی ساحلی و در روش رگرسیون علاوه بر نواحی مذکور، نواحی غرب و جنوب غربی است. الگوی فضایی مقادیر خطای باقیماندهٔ آلبدوی سطحی برآوردشده در روش کوکریجینگ تا حدودی نامشخص است، اما نواحی شرقی و شمال شرقی از بیشترین خطا برخوردارند. این الگوی فضایی در مورد روش رگرسیون نیز مشهود است اما نواحی شمالی از خطای کمتری برخوردار است.

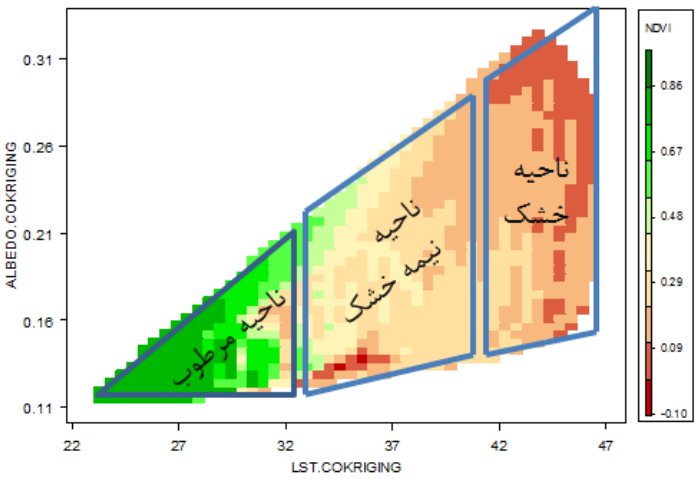
Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۱۰. الف) انحراف معیار خطای باقیماندهٔ دمای سطحی مودیس با دمای سطحی برآورد شده در روش کوکریجینگ، ب) انحراف معیار خطای باقیماندهٔ آلبدوی سطحی مودیس با آلبدوی سطحی برآوردشده در روش کوکریجینگ، ج) انحراف معیار خطای باقیماندهٔ دمای سطحی مودیس با دمای سطحی برآوردشده در روش رگرسیون، د) انحراف معیار خطای باقیماندهٔ آلبدوی سطحی مودیس با آلبدوی سطحی برآورد شده در روش رگرسیون.

بررسی ارتباط مقادیر شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده با آلبدوی سطحی و دمای سطحی برآورد شده این امکان را فراهم می‌کند تا نواحی را بر اساس ویژگی‌های این سه متغیر طبقه‌بندی کرد. به عبارت دیگر، نواحی همگون را بر اساس ویژگی میزان خشکی[۱] طبقه کرد. در شکل ۱۱ مناطق مرطوب مناطقی‌اند که تراکم سبزینگی بالا، دمای سطحی و آلبدوی سطحی پایینی دارند. مناطق خشک با تراکم سبزینگی پایین، دمای سطحی و آلبدوی سطحی بالا مشخص می‌شود.



شکل ۱۱. ارتباط بین شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده با آلبدوی سطحی و دمای سطحی در تعیین میزان خشکی مناطق

۱. خشکی نوعی ویژگی دایمی آب‌وهوایی در یک منطقه است.

Archive of SID
www.SID.ir

بحث و نتیجه‌گیری

نتایج این تحقیق نشان داد که پوشش گیاهی یکی از عوامل مهم در تغییرپذیری اقلیم منطقهٔ مورد مطالعه محسوب می‌شود، که نقش اساسی در تعاملات بین فرایندهای سطح زمین (آلبدوی سطحی) و جو (دمای سطح زمین) ایفا می‌کند. فصل گرم سال به عنوان دورهٔ مطالعاتی نشان داد که فعالیت‌های فتوسنتز، همچنین فرایند تعرق موجب می‌شود تا دمای میکروکلیمای این مناطق کمتر از مناطق بدون پوشش گیاهی باشد، زیرا دفع آب در گیاه عمدتاً از طریق پدیدهٔ تعرق صورت می‌پذیرد. در این شرایط آب به صورت بخار آب و از محل روزنه‌ها به خارج از گیاه منتقل می‌شود.

نتایج وان و همکاران (۲۰۰۴) نیز نشان داد که شیب تغییرات دمای سطح زمین وابسته به مقدار سبزینگی است. همچنین، عامل سایه و رطوبت خاک و هوموس در مناطق جنگلی شمال ایران نیز موجب کاهش دمای سطحی و آلبدوی سطحی می‌شود. از طرفی، مقادیر آلبدوی سطحی در نواحی دارای پوشش گیاهی کمتر از نواحی فاقد پوشش گیاهی است، به‌طوری که مقادیر انرژی بازتاب‌شده در حدود ۱۱ درصد و مناطق بدون پوشش گیاهی حدود ۳۱ درصد است. به‌طور کلی، در نواحی بیابانی و پلایا به‌خصوص نمکزارهای منطقهٔ مورد مطالعه به دلیل ماهیت فیزیکی و رنگ مواد مقادیر آلبدوی سطحی و شدت آن بیشتر است. البته، در نواحی زهکش کویری که مقادیر آب موجود در خاک زیاد است عامل کاهش دمای سطحی و کاهش آلبدوی سطحی تا حدودی نیز مشاهده می‌شود. هامل و همکاران (۱۹۷۹) نشان دادند که آلبدوی سطحی در بیابان‌ها از ۲۰٪ تا ۴۰٪ تغییر می‌کند و تغییرات فصلی آلبدوی سطحی در این مناطق در نتیجهٔ تغییر شرایط رطوبت سطح اتفاق می‌افتد. رنگ خاک، رطوبت، ساختار، و ناهمواری، همگی بر آلبدوی سطحی تأثیرگذارند و خاک‌های فاقد ساختار آلبدوی سطحی را ۱۵ تا ۲۰٪ افزایش می‌دهند.

با توجه به نتایج رضایت‌بخش روش کوکریجینگ در برآورد دمای سطحی و آلبدوی سطحی، این امکان فراهم می‌آید تا بدون نیاز به داده‌های حرارتی، باندهای انعکاسی و انجام مراحل پیش‌پردازش این داده‌ها بتوان با دقت قابل توجهی مقادیر آلبدوی سطحی و دمای سطحی را با استفاده از شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده برآورد کرد. نتایج ارتباط سه‌گانه بین شاخص گیاهی تفاضلی نرمال‌شده با آلبدوی سطحی و دمای سطحی برآورد شده نشان می‌دهد که استفاده از متغیرهای مذکور در بررسی شرایط خشکی مناطق مفید است.

همان‌طور که در این تحقیق نشان داده شد، متغیرهای جغرافیایی علاوه بر ارتباط کلاسیک رگرسیونی بین خود، دارای همبستگی فضایی نیز هست. استفاده از خواص همبستگی فضایی به طور چشمگیری دقت برآوردهای متغیرهای جغرافیایی را افزایش می‌دهد. از این‌رو، پیشنهاد می‌شود از روش‌های زمین‌آمار در برآورد متغیرهای دورسنجی مانند تبخیر و تعرق، دمای هوا و جزآن در کنار روش‌های آمار کلاسیک استفاده کرد. مطالعات بیشتری در زمینهٔ استفاده از سایر روش‌های داده‌کاوی در برآورد آلبدوی سطحی و دمای سطحی، همچنین توسعهٔ شاخص خشکی با استفاده از داده‌های دورسنجی به دست نویسندگان در حال انجام است.

Archive of SID

www.SID.ir

منابع

دشتکیان، ک. و دهقـانی، م. ع. (۱۳۸۶). **بررسی دمای سطح زمین در ارتباط با پوشش گیاهی و توسعهٔ شهری با اسـتفاده از سـنجش از دور و سامانه‌های اطلاعات جغرافیایی در مناطق بیابانی**. مجلهٔ پژوهش و سازندگی در منابع طبیعی، شمارهٔ ۷۷، ص ۱۶۹-۱۷۹.

علیجانی، ب. و کاویانی، م. ر. (۱۳۷۱). **مبانی آب و هواشناسی**، انتشارات سمت. ص ۸۸.

Adab, H. (2014). **Remote Sensing based Thermophysical Approach for Detecting Forest Pre-Ignition in Iran**. Ph.D. Dissertation, Universiti Teknologi Malaysia (UTM), Faculty of Geoinformation and Real Estate, pp 49-50.

Betts, R.A., Cox, P.M., Lee, S.E. and Woodward, F.I. (1997). **Contrasting Physiological and Structural Vegetation Feedbacks in Climate Change Simulations**. Nature, Vol. 387, pp 796-799.

Boegh, E., Soegaard, H., Hanan, H., Kabat, P. and Lesch, L. (1998). **A Remote Sensing Study of the NDVI-TS Relationship and the Transpiration from Sparse Vegetation in the Sahel based on High Resolution Data**. Remote Sensing of Environment, Vol. 69, pp 224–240.

Bounoua, L., Collatz, G.J., Sellers, P.J., Randall, D.A., Dazlich, D.A., Los, S.O., Berry, J.A., Fung, I., Tucker, C.J., Field, C.B. and Jensen, T.G., (1999). **Interaction between Vegetation and Climate: Radiative and Physiological Effects of Doubled Atmospheric CO**. Journal of Climate, Vol. 12, pp 309-324.

Colwell, J. E. (1974). **Vegetation Canopy Reflectance**. Remote Sensing of Environment, Vol. 3, pp 175−183.

Hummel, John R., and Ruth A. Reck. (1979). **A Global Surface Albedo Model**. Journal of Applied Meteorology, Vol. 18, No. 3, pp 239-53.

Karnieli, A., Bayasgalan, M., Bayasgalan, Y., Agam, N., Khudulmur, S. and Tucker, C.J. (2006). **Comments on the Use of the Vegetation Health Index over Mongolia**, International Journal of Remote Sensing, Vol. 27, pp 2017-2024.

Liang, S., Shuey ,C. J. L., Russ, A. Fang, H., Chen, M., Walthall, C.L., Daughtry, C.S.T., Hunt Jr, R. (2002). **Narrow Band to Broad Band Conversions of Land Surface Albedo: II.Validation**. Remote Sensing of Environment, Vol. 84, pp 25-41.

Loranty, Michael M., Goetz, Scott, J. and Beck. Pieter S.A. (2011). **Tundra Vegetation Effects on Pan-Arctic Albedo**. Environmental Research Letters, Vol. 6, No. 2, pp 1-7,024014.

Mu, Qiaozhen, Zhao, Maosheng, Kimball, John S., McDowell, Nathan G. and Running, Steven W. (2013). **A Remotely Sensed Global Terrestrial Drought Severity Index**. Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 94, No. 1, pp 83-98.

Neilson, R.P. (1986). **High-Resolution Climatic Analysis and Southwest Biogeography**. Science, Vol. 232, pp 27-34.

Pitman, A.J. (1991). **A Simple Parameterization of Sub-Grid Scale Open Water for Climate Models**. Climate Dynamics, Vol. 6, pp 99-112.

Prihodko, L. and Goward, S.N. (1997). **Estimation of Air Temperature from Remotely Sensed Observations**, Remote Sensing of Environment, Vol. 60, pp 335–346.

Rahman, H. and Dedieu, G. (1994). **SMAC: A Simplified Method for the Atmospheric Correction of Satellite Measurements in the Solar Spectrum**. International Journal of Remote Sensing, Vol. 15, pp 123−143.

Robinove, Charles J., Chavez Jr, Pat S., Gehring, Dale, and Holmgren, Ralph (1981). **Arid Land Monitoring using Landsat Albedo Difference Images**. Remote Sensing of Environment, Vol. 11, pp 133-56.

Rouse, J.W., Haas, R.H., Schell, J.A. and Deering, D. W. (1973). **Monitoring Vegetation Systems in the Great Plains with ERTS**. Third ERTS Symposium, NASA SP - 351, Vol. 1, pp 309-311.

Small, E.E. and Kurc, S. (2003). **Tight Coupling Between Soil Moisture and the Surface Radiation Budget in Semiarid Environments: Implications for Land-Atmosphere Interactions**. Water Resources Research, Vol. 39, No.10, pp 1278.

Sun, D. and Kafatos, M. (2007). **Note on the NDVI-LST Relationship and the Use of Temperature-Related Drought Indices over North America**. Geophysical Research Letters, Vol.34, L24406, pp 1-4.

Wan, Z., Wang, P. and Li., X. (2004). **Using MODIS Land Surface Temperature and Normalized Difference**

Archive of SID

www.SID.ir

Vegetation Index Products for Monitoring Drought in the Southern Great Plains, USA. International Journal of Remote Sensing, Vol. 25, No. 1, pp 61-72.

Wang, J., Rich, P.M. and Price, K.P. (2003). **Temporal responses of NDVI to precipitation and temperature in the central great plains, USA**. International Journal of Remote Sensing, Vol. 24, No. 11, pp 2345-2364.

Weiss, J.L., Gutzler, D.S., Coonrod, J.E.A. and Dahm, C.N. (2004). **Seasonal and Inter-Annual Relationships between Vegetation and Climate in Central New Mexico, USA**. Journal of Arid Environments, Vol. 57, pp 507-534.

Xue, Y., Sellers, P.J., Kinter, J.L. and Shukla, J. (1991). **A Simplified Biosphere Model for Global Climate Studies**. Journal of Climate, Vol. 4, pp 345-364.

Yao, Y., Liang, S., Cheng, J., Liu, S., Fisher, J.B., Zhang, X., Jia, K., Zhao, X., Qin, Q., Zhao, B., Han, S., Zhou, G., Zhou, G., Li, Y. and Zhao, S. (2013). **MODIS-Driven Estimation of Terrestrial Latent Heat Flux in China Based on a Modified Priestley-Taylor Algorithm**. Agricultural and Forest Meteorology, Vol. 171-172, pp 187-202.

Zhou, Chuncheng, Lingling, Ma, Xinhong, Wang and Shi, Qiu (2010). **A Thin Cloud Removal Method for Optical Remote Sensing Imagery Based on Spatial Variogram**. 6th International Conference on Wireless Communications Networking and Mobile Computing (WiCOM), Canada, 23-25 Sept.

Archive of SID

www.SID.ir